

HIDRODINAMICA DE LOS ACUIFEROS KARSTICOS DE LAS SIERRAS DE URBION Y NEILA (BURGOS)

E. Sanz Pérez *

RESUMEN

En la vertiente septentrional de las Sierras de Urbión y Neila se presenta un desarrollado aparato kárstico constituido por calizas y dolomías del Jurásico, dispuestas monoclinalmente, y limitadas por arriba y por abajo por las series impermeables del Keuper y del Weald, respectivamente. La recarga se efectúa a través de la infiltración de las precipitaciones de lluvia y nieve, así como por las pérdidas de los arroyos en los numerosos sumideros existentes. La descarga se verifica hacia los manantiales de los nacimientos de los ríos Najerilla (198 l/s) y Arlanza (500 l/s). Un aspecto significativo es la existencia de un trasvase subterráneo en Urbión de 14 hm³/a de la Cuenca del Ebro a la del Duero. Según las pruebas con trazadores realizadas se obtienen unas velocidades medias en los acuíferos y en aguas bajas o estiaje de 27-38 m/h, y de 160 m/h en las proximidades de los exutorios. La simulación de los hidrogramas de los manantiales con un modelo de precipitación-escurrentía durante 1990-1991 ha permitido establecer un detallado balance hidrológico, donde se constata la importancia del régimen turbulento en aguas altas; el rango de recarga media de la precipitación se establece en el 42-43 % aunque es muy variable según las estaciones del año.

Palabras clave: Karst. Hidrodinámica. Trazadores. Modelo matemático. Cordillera Ibérica.

ABSTRACT

On the northern slopes of the Urbión and Neila Ridges there is a karstic system of Jurassic limestones and dolomites in a monoclinical arrangement, bounded above and below, respectively, by the impermeable series of the Keuper and Weald. Recharge is by infiltration of rain and melting snow as well as from the outflow of numerous streams. Discharge flows towards the springs of the young Rivers Najerilla (198 l/s) and Arlanza (500 l/s). An interesting point is an underground transfer at Urbión of 14 hm³/yr from the basin of the Ebro to that of the Duero. According to water-tracing tests, during low flow periods, the average water velocity in the aquifers is between 27 and 38 m/h, and 160 m/h near the outlet. A simulation in 1990-1991 of the hydrographs of the springs using a rainfall runoff model provided a detailed hydrological balance in which the importance of upstream turbulent flow was evident. The net recharge of precipitation was 42-43 %, though this varied considerably with the seasons.

Key words: Karst. Hydrodynamic. Water-tracing tests. Groundwater Modeling. Iberian Range.

Introducción

En la Cordillera Ibérica, dentro de las Montañas Distérricas, las Sierras de Urbión y Neila constituyen importantes macizos montañosos de dirección este-oeste de más de 2.000 m de altitud (ver fig. 1). Las provincias de Soria, Burgos y La Rioja se juntan en estas montañas que hacen de divisoria de primer orden entre la vertiente mediterránea y la atlán-

tica, entre la Cuenca del Ebro y la del Duero. Hacia Oriente y Occidente, respectivamente, esta misma alineación orográfica se prolonga en los otros Montes Distérricos de La Demanda y Cebollera.

En la vertiente meridional de Urbión nace el Duero y su afluente el Arlanza; este último surge de un manantial de unos 500 l/s de caudal medio (fuente Sanza). En la vertiente meridional de la Sierra de Neila nace el río Najerilla.

* Departamento de Ingeniería y Morfología del Terreno. Esc. Téc. Sup. de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos. Ciudad Universitaria. 28040 Madrid.

En la cara norte de estas sierras, aparte de existir importantes manifestaciones glaciares cuaternarias, cuya huella más llamativa son las lagunas de Neila, hay un desarrollado aparato kárstico muy poco conocido y que es el objeto del presente artículo.

Funcionamiento hidrogeológico

Naturaleza y geometría de los acuíferos kársticos

Son las calizas jurásicas de ambiente marino las que constituyen el acuífero de la fuente de Sanza y del nacimiento del río Najerilla. Estos terrenos están formados por la siguiente sucesión de materiales (IGME, 1978, 1982): en la base hay 80 m de conglomeras y calizas dolomíticas del Rhetiense-Hettangiense. Por encima siguen unos 60 m de calizas sublitográficas sinemurienses. A continuación aparece una alternancia de calizas, margas y calizas margosas pliensbachienses-toarcienses de 65 m de espesor. Inmediatamente después se apoyan 45 m de calizas oolíticas grises y masivas del Aalenense-Bajociense, para terminar en una alternancia de calizas, margas y calizas margosas de 100 m de potencia, de edad Bathoniense-Callovienne. Así pues, se totaliza unos 350 m de terrenos calizos jurásicos que se apoyan sobre el Triásico en facies germánica. En este piso se distinguen por lo tanto un Buntsandstein de areniscas y conglomerados de 60 a 90 m de espesor, un Muschelkalk calcodolomítico discontinuo de no más de 20 m de potencia, y un Keuper arcilloso que se encuentra normalmente laminado. Esta última formación es la que hace de base impermeable al acuífero. Por debajo del Triásico se encuentran metareniscas y pizarras cámbricas.

Encima del Bathoniense-Callovienne y en suave discordancia se sitúa el Grupo Tera, perteneciente a la facies «Purbeck-Weald». La unidad basal está constituida por calizas lenticulares de 1 a 20 m de espesor. Pero el grueso de esta formación lo integran una serie de areniscas, conglomerados y margas de 400 m de espesor total. La base de la formación estratigráfica hace de límite superior del acuífero de Sanza y del nacimiento del río Najerilla.

La estructura del acuífero de Urbión es sencilla: se trata de una serie monoclinial prácticamente invariable desde Sanza hasta el Pico de Tres Cruces (1.904 m), situado a unos 4 km al noreste del Pico de Urbión (fig. 2). Al principio, la serie estratigráfica queda rota y desplazada por una familia de fracturas N.NE-S.SO. Un cabalgamiento de dirección NE-SO asociado a los materiales plásticos del Keuper, ha truncado la continuidad geológica del Jurási-

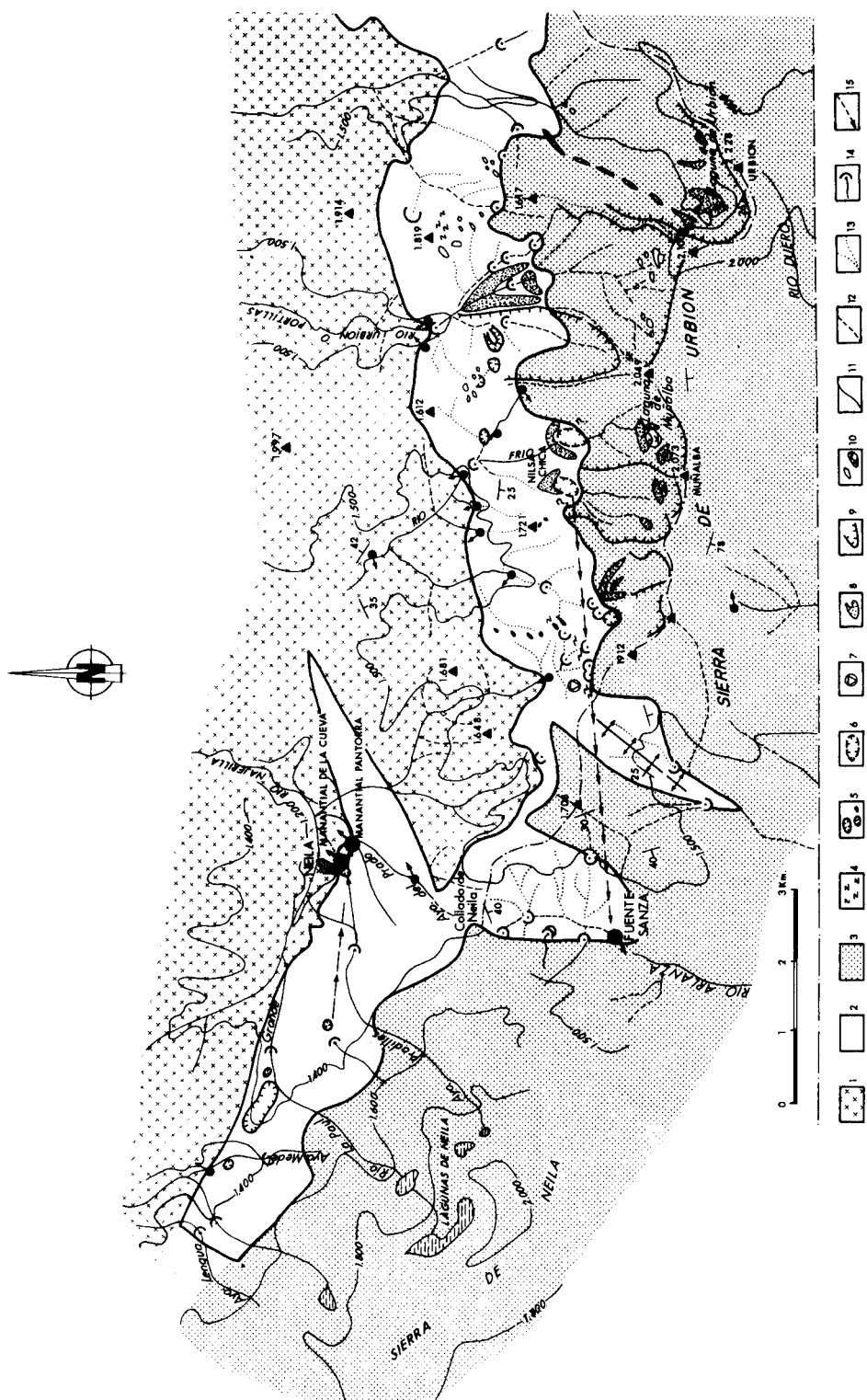
co de este sector con el de Neila, impidiendo una conexión hidráulica amplia entre los acuíferos de Neila y de Sanza (fig. 1). En Montenegro de Cameros la estructura cambia de dirección y estilo, pero aquí ya nos encontramos fuera de los límites del embalse subterráneo que alimenta el Arlanza.

El Triásico y el Jurásico se inclinan de 15 a 20 grados hacia el sur. El Weald buza 9-12° también al sur, formando una suave discordancia con el resto de la serie, como se ha dicho anteriormente.

La secuencia calcárea es la que da lugar en la zona a los manantiales más caudalosos, como es el caso de los resolladeros de Neila (200 l/s en 1990) o los manaderos de Brieva de Cameros (600 l/s en 1991) y Viniegra de Arriba (Sanz Pérez, 1996). En la Cuenca del Duero encontramos la Fuente Sanza y La Fuentona de Palacios de la Sierra de 50 a 70 l/s. Todos los acuíferos a ellos asociados tienen un comportamiento hidrogeológico similar debido a que sus características litológicas y estructurales son parecidas, con recargas no sólo provenientes de la infiltración del agua de lluvia, sino también de sumideros.

Como los materiales del Weald son por lo general poco filtrantes, el acuífero de Sanza se encuentra entonces confinado o semiconfinado en profundidad. Pero la relativa alta pluviometría y niviosidad de la zona, acompañada de la existencia de importantes depósitos morrénicos, coluviales, periglaciares y de alteración, dan lugar a un manto de derrubios húmedos que de alguna manera regulan la infiltración de la lluvia y de los deshielos. En el Weald hay una densidad de una fuente por km². Ello nos indica la poca permeabilidad del Weald y su relativa alta densidad de fuentes si se compara con la del karst (0,25/km²). Estos valores han sido obtenidos del inventario completo de puntos de agua realizado por nosotros en los términos municipales de Neila, Covaleta y Quintanar de la Sierra, dentro de zonas representativas del área de estudio. Para ello se han considerado manantiales de cierta entidad, con caudal permanente a lo largo del año. Salen fuera de este inventario los rezumes o manantiales que se secan en estiaje. Así, por ejemplo, se han catalogado un total de 150 fuentes en el Weald.

En el corte esquemático de la figura 3 se visualiza la disposición de las capas permeables del acuífero de Neila. El acuífero está constituido por materiales carbonatados jurásicos de 350 m de potencia, inclinados hacia el sur de unos 30 a 50 grados. El Keuper es el nivel impermeable inferior, apoyándose este discordante, en contacto mecánico o en fractura con el Paleozoico, también impermeable. Encima, y en discordancia, se sitúan los materiales poco permeables del Grupo Urbión, en el Weald, constituidos por conglomerados, areniscas y arcillas.



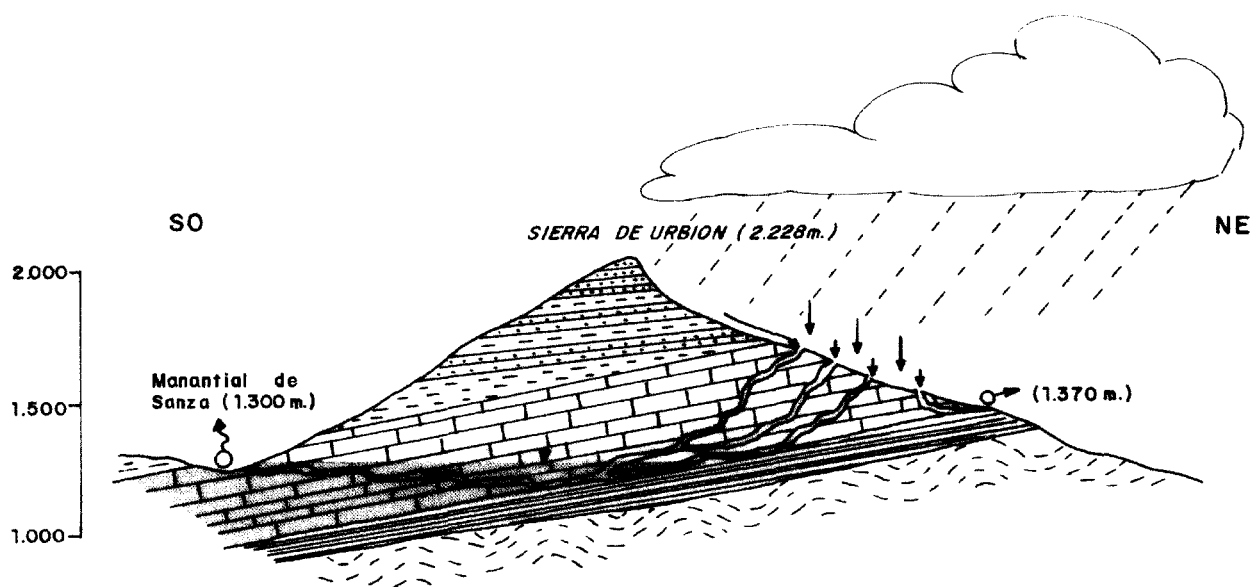


Fig. 2.—Corte hidrogeológico esquemático mostrando el trasvase subterráneo en el Karst de la Sierra de Urbión (sin escala horizontal).

Estos buzcan hacia el sur unos 20 a 25 grados. El acuífero de Neila puede estar entonces confinado o semiconfinado en profundidad.

Las recargas en los acuíferos

Tanto en el acuífero de Neila como en el de Urbión existen dos formas de entrada de agua. Por un lado, la infiltración del agua de lluvia y nieve que caen sobre los 20 km² de afloramientos calcá-

reos en Urbión y 10 km² en Neila, y por otro, a través de pérdidas que hay en los arroyos que bajan de las cumbres de las montañas, constituidas por terrenos wealdenses y que totalizan 18 km² en Urbión y 9,3 km² en Neila (Sanz, 1992-a, 1996-b).

Después de un recorrido por todos y cada uno de los cauces y vaguadas de la zona realizado en distintas épocas del año durante varios años, hemos localizado 27 sumideros relativamente importantes, de carácter permanente o temporal.

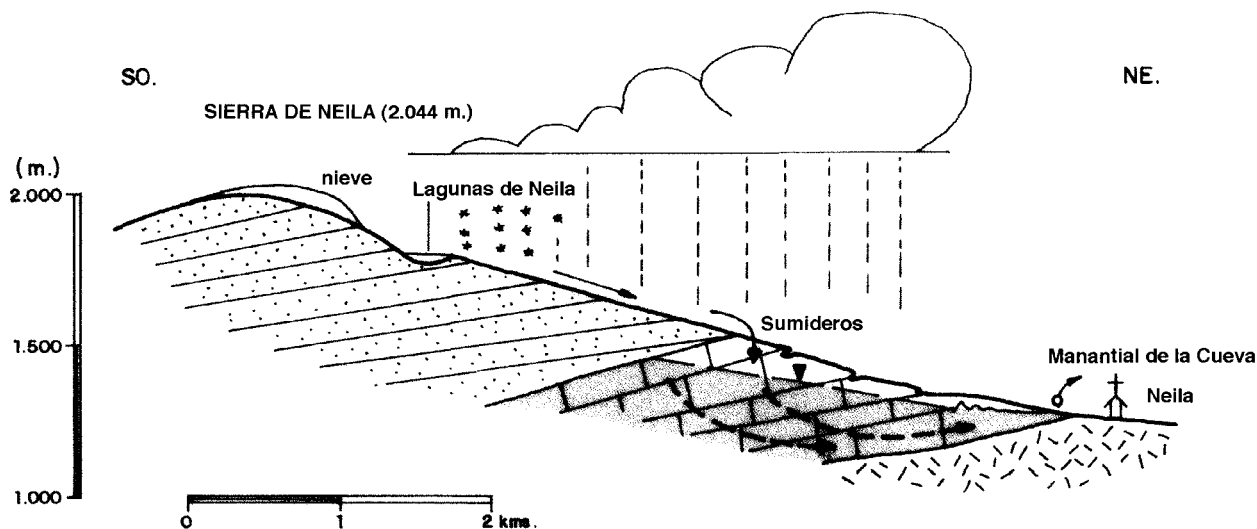


Fig. 3.—Corte hidrogeológico esquemático del acuífero del Neila.

Tabla 1.—Sumideros del karst de las Sierras de Urbión y Neila.

Acuífero	N.º orden	Toponimia del sumidero y/o nombre del arroyo	Cota (m)	Capacidad máxima de filtración (l/s)	Observaciones
N E I L A	1	Arroyo Pradillos	1.280	24	
	2	Arroyo La Paul	1.200	20	
	3	Arroyo Medel	1.200	15	
	4	Arroyo Tejero	1.490	9	
	5	Arroyo Lengua	1.500	4	
U R B I O N	D U E R O	1 El Bebedero, en un afluente del río Arlanza	1.360	>15 l/s	(1)
		2 Afluente del río Arlanza	1.365	>5 l/s	
		3 Cabecera del río Arlanza	1.345	>10 l/s	(2)
		4 Cabecera del río Arlanza	1.340	>10 l/s	(2)
		5 Sumidero de la Paulaza, en un arroyo afluente del río Arlanza	1.450	>15 l/s	(1)
		6 Sumidero del Calero Los Bles, en arroyo de Peñas Corvillas	1.600	>10 l/s	(1)
		7 Sumidero de la Sima de las Anchicorras, en arroyo de Peñas Corvillas	1.450	>5 l/s	
	E B R O	8 Tragaderos del Hoyo del Fraile, en arroyo de la Fuente de la Cueva del Hoyo	1.800	>40 l/s	(3)
		9 En arroyo de la Fuente de la Cueva del Hoyo	1.650-1.700	>30 l/s	(4)
		10 En la cuenca del arroyo de la Fuente de la Cueva del Hoyo	1.700	>10 l/s	(5)
		11 Matacebos, en arroyo Cuestarvejares	1.720	>20 l/s	(6)
		12 En arroyo Matacebos, en el desagüe de la Laguna Oruga	1.700	>10 l/s	
		13 Tragadero de Nilsa Chica	1.660	>200 l/s	(7)
		14 Tragadero del Collado Arabe		>30 l/s	(8)
		15 Sumideros del arroyo de la Fuente de los Estilos	1.700	<20 l/s	(12)
		16 Sumideros del río Frío			(9)
		17 Sumidero del río Portilla o río Urbión	950	>500 l/s	(10)
		18 Arroyos de margen izquierda del río Frío de Urbión	1.800	>20 l/s	
		19 Arroyos de Campolengo en la margen izquierda del río Frío de Urbión	1.640	>20 l/s	
		20 Sumidero del río Frío de Urbión	1.340	30 l/s	
		21 Sumidero del Portilla	1.700	>200 l/s	(11)
		22 Sumidero del Portilla	1.700	5-10 l/s	

OBSERVACIONES: (1) Suelen ser permanentes. (2) Filtraciones a través de los acarreo del cauce del río Arlanza. (3) Son más de diez sumideros puntuales de carácter temporal que filtran las aguas de fusión de las nieves. Algunos se encuentran en el fondo de pequeñas dolinas. (4) Perdederos a lo largo del cauce del arroyo que funcionan sobre todo en el deshielo. (5) Son dolinas-sumidero emplazadas en el fondo de pequeñas vaguadas de la margen derecha del arroyo de la Fuente de la Cueva del Hoyo. Funcionan en deshielos o tras lluvias intensas. (6) Hay dos sumideros al pie del pico Ojososo. (7) Es el sumidero más importante. Es permanente y en él muere un arroyo, bajo una peña de caliza. (8) Es de carácter puntual y permanente. En él se pierde un pequeño regato que nace de una fuente próxima. Es una dolina rellena de los sedimentos de un cono de deyección. (9) De carácter temporal y en acarreo del cauce. Vuelve a salir 300 m. más abajo. Sólo funciona en estiaje. La comunicación ha sido comprobada con trazadores. (10) Antes de la construcción del Embalse de Mansilla, el río Portilla se filtraba en estiaje 2 km. a suso de la confluencia con el Najerilla, en término de Mansilla. Volvía a salir 400 m. más abajo, en el mismo cauce. (11) El río se pierde en estío y con caudales bajos. En avenidas logra sobrepasar el afloramiento calizo. En cabecera hay un sumidero permanente. (12) Más abajo se halla la Fuente de la Cuesta.

Se han realizado tres campañas del aforo comprobándose la capacidad de infiltración de estos sumideros y que se señalan en la tabla 1. Las campañas de aforo se realizaron en primavera, tras deshielos, en los años 1992, 1993 y 1994. Para ello se hicieron medidas de caudal con micromolinetes en casi todos los arroyos antes y después de los sumideros (aforos diferenciales), o solamente antes si en el sumidero se filtraba toda el agua. Creemos que el error de medida no llega a superar el 30 %. Solamente en el primer caso se obtiene un tope máximo de infiltración en el sumidero. Esta capacidad máxima de filtración no varía sus-

tancialmente con la variación de caudal de los arroyos, una vez superados los tope máximos que se señalan en la mencionada tabla. Estos valores oscilan entre 5 y 500 l/s. Hay que destacar la presencia de valles secos por donde casi nunca corre el agua (fig. 1).

Las descargas de los acuíferos

Las salidas del acuífero de Neila se efectúan por los manantiales de La Cueva y Pantorra (Manantiales de Neila). Ambos manantiales originan el naci-

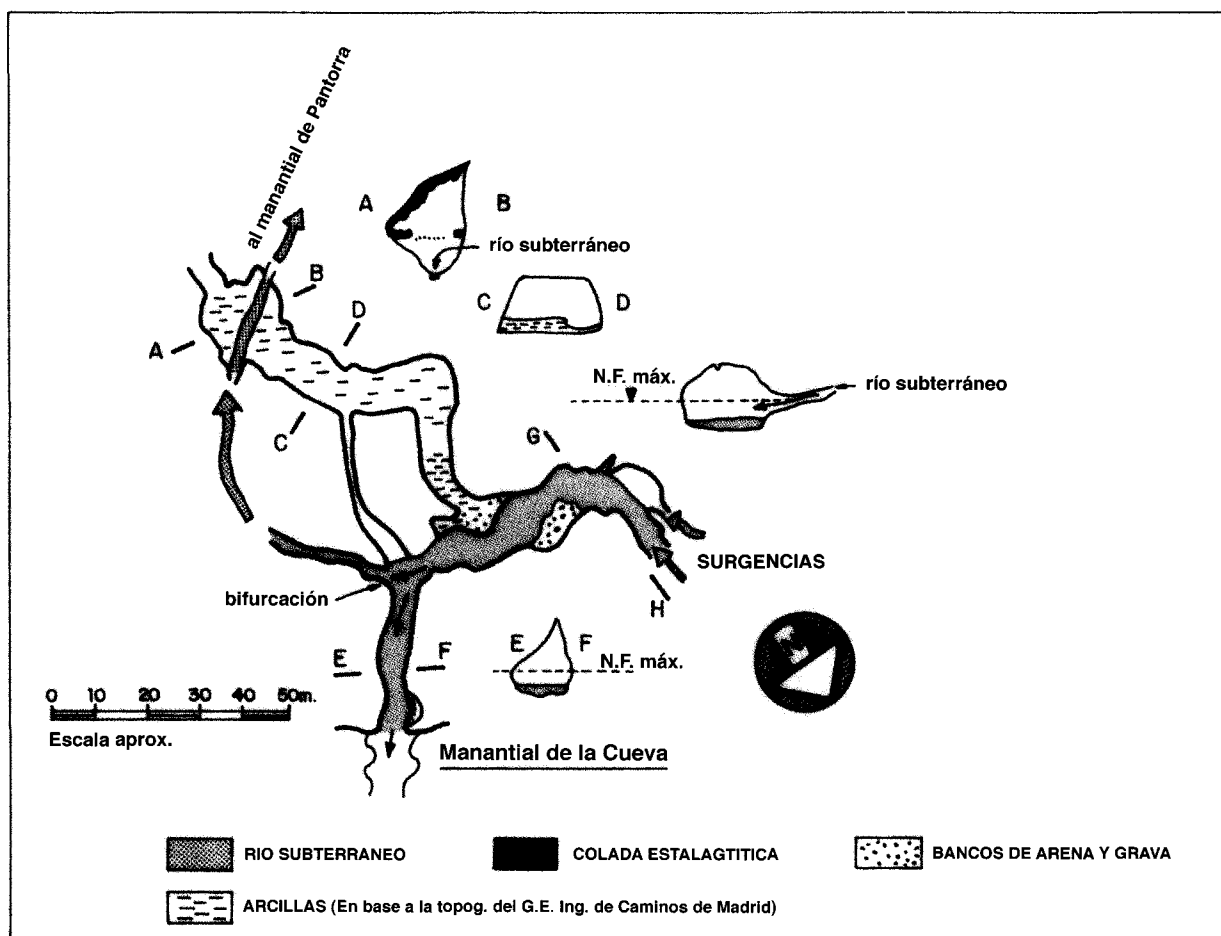


Fig. 4.—Esquema del río subterráneo de la Cueva de Neila.

miento del río Najerilla. Estos manantiales han estado controlados durante un año (Sep. 1990-Sep. 1991, salvo en abril) por dos estaciones de medida: el manantial de La Cueva con un vertedero triangular y el de Pantorra por una escala.

El Manadero de La Cueva sale de una galería que se representa en la figura 4. Esta cueva, por donde discurre un río subterráneo, tiene la particularidad de presentar una bifurcación en su cauce, dividiéndose en dos ramas cuarenta metros antes de su salida en el manantial de La Cueva, recorriendo una de ellas un trayecto de 350 m, para aflorar en el manantial de La Pantorra. Esta circunstancia fue aprovechada en su momento por los dueños de los molinos que utilizaban el agua del segundo ramal, practicando un azud subterráneo a fin de aumentar el caudal del río.

La respuesta de los manantiales obedece a las distintas entradas de agua al acuífero y al aumento y vaciado de su volumen hidrodinámico. Los manantiales de Neila son menos sensibles a las tormentas

de verano que a otros períodos húmedos y templados que provocan el deshielo de las nieves, como ocurrió en enero, marzo y principios de mayo. Las nevadas del final de noviembre, de diciembre y febrero apenas influyeron en las crecidas de las fuentes, pues se almacenaron en las cumbres. Otro hecho que hemos podido observar en estiaje, con caudales bajos, es que hay un pequeño aumento de caudal en los días nublados, de menos de la decena de litros por segundo. Esto quizá pueda explicarse por la existencia de ligeras lluvias en la montaña o a una disminución de la evaporación, sobre todo en los lagos, aunque el efecto regulador de las lagunas de Neila no ha podido ser analizado bien. Las oscilaciones de la presión atmosférica pueden haber influido también en esta variación de caudal.

El caudal del manantial de La Cueva y de La Pantorra varía no obstante, por causas naturales, como es la formación repentina de bancos de arena que cierran o abren uno u otro cauce del río subterráneo, tal como hemos podido comprobar in situ, y

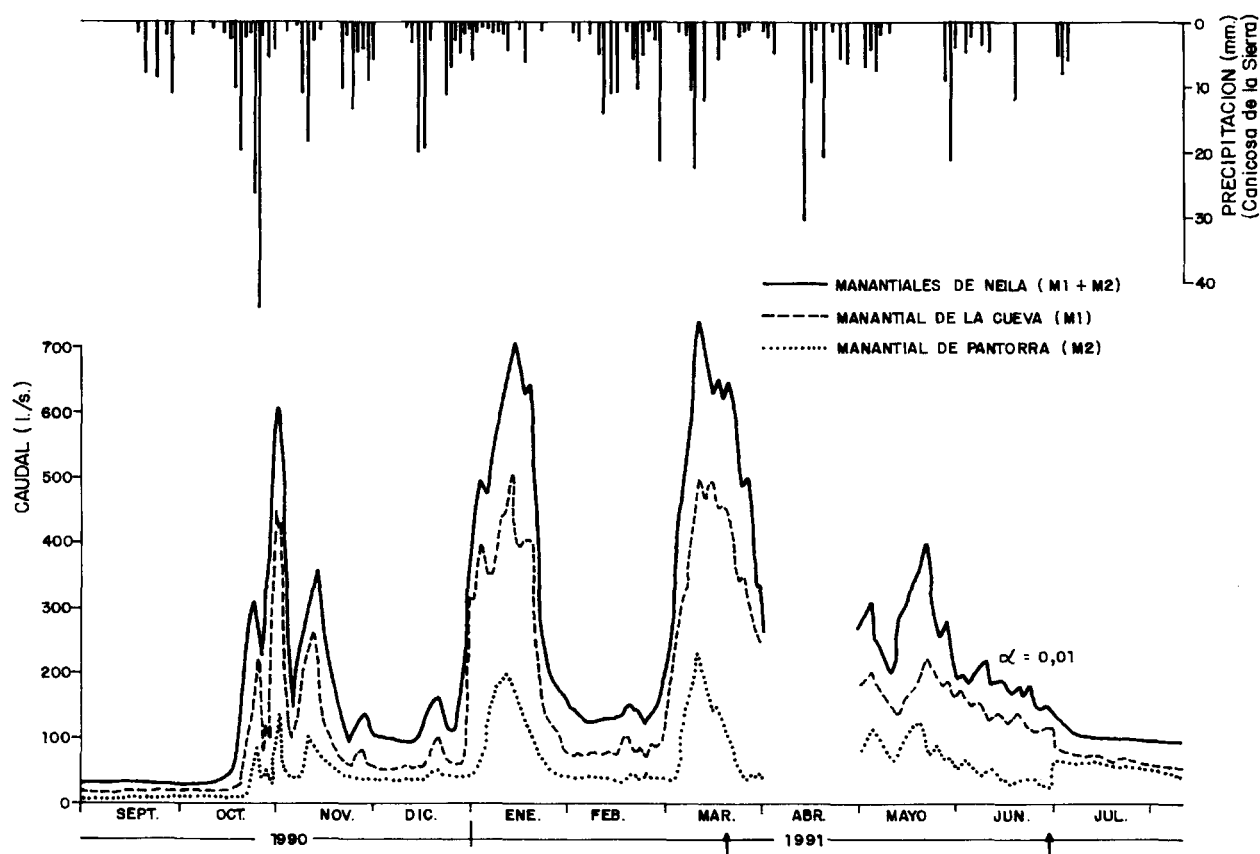


Fig. 5.—Hidrogramas de los manantiales de Neila.

que ha sido confirmado por las variaciones bruscas del caudal, con la disminución de un manantial a expensas de otro, y que se refleja muy bien en el hidrograma de ambas fuentes (ver círculo en fig. 5). Esta ha sido la razón por la que la relación entre el caudal de las fuentes no ha sido siempre la misma.

La descarga del acuífero se realiza principalmente a través de la fuente Sanza, que presenta dos brotes cercanos, uno mucho mayor que otro y comunicados entre sí. Sin embargo, hay también un flujo local poco importante, sin relación con el flujo profundo regional que da lugar a diversas fuentes de pequeño porte (de 5 a 15 l/s), próximas al contacto entre las calizas jurásicas y el Triásico (fig. 2).

El manadero de Sanza ha estado controlado diariamente durante un año mediante una escala graduada (de IX de 1990 a VIII de 1991), y aunque el período de medida ha sido corto, se puede comprobar que las oscilaciones del hidrograma guardan estrecha relación con las variaciones meteorológicas, lo que hace caracterizar muy bien la recarga en el acuífero kárstico. Se trata de un manantial de régimen pluvionival de caudal variable y sensible a la climatología de la Sierra de Urbión, tal como hemos

dicho. Su respuesta es rápida a las recargas de lluvia o a las filtraciones de los arroyos. Así, por ejemplo, las tormentas de septiembre de 1990 o de julio y agosto de 1991 provocaron un aumento en el caudal que se hace notar el mismo día o un día después (fig. 6). A finales de octubre hubo una crecida notable motivada por una semana de lluvias relativamente intensas. Las crecidas más fuertes, sin embargo, son debidas al deshielo de la nieve. La nieve es una recarga muy efectiva pues se almacena y no se evapora apenas, a diferencia de la lluvia. Este deshielo depende de la cantidad de nieve acumulada en la montaña y de la temperatura. Así, se ve cómo tras las precipitaciones de nieve de noviembre y diciembre hubo heladas que la conservó en los campos. La helada del 13 de diciembre provocó una inmediata caída en el hidrograma ya que frenó el deshielo. Las heladas originaron también los mínimos que se intercalan dentro de la crecida general de enero. A finales de diciembre y enero hubo varios días con lluvias y suaves temperaturas y se almacenó la nieve recién caída hasta llegar a marzo y abril, que es cuando se produjo el mayor deshielo. Todavía en mayo se nota cómo sube ligeramente el caudal del

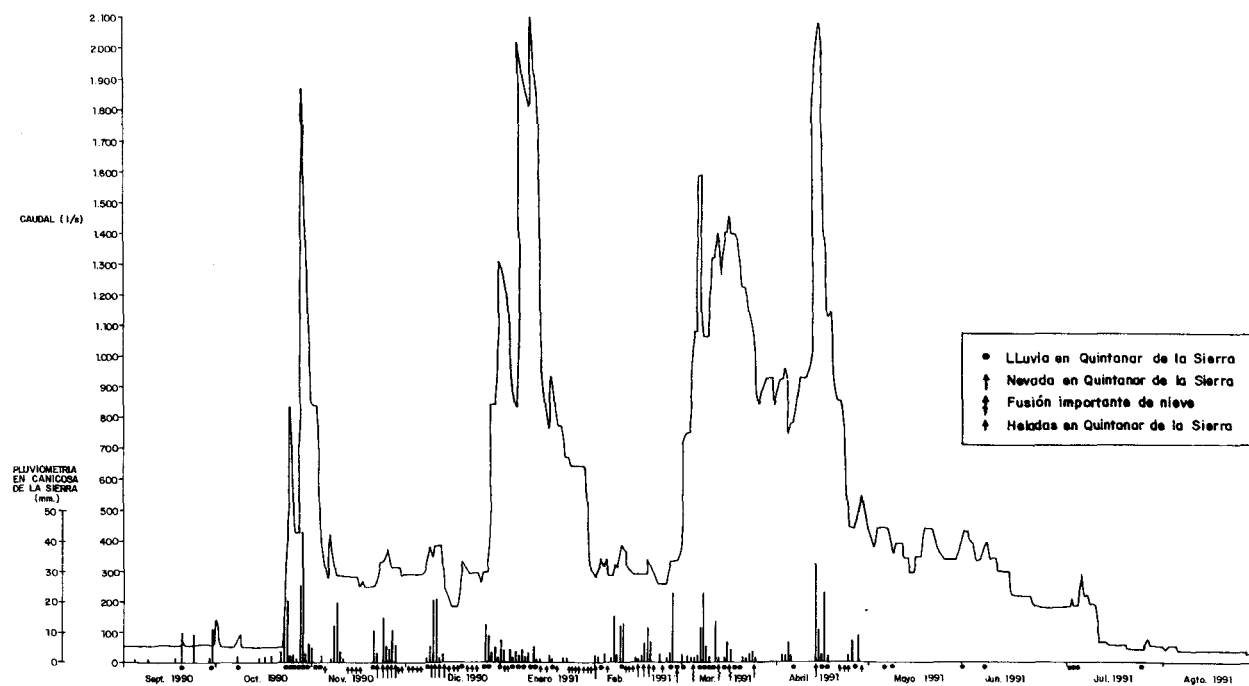


Fig. 6.—Hidrograma de la Fuente Sanza (IX de 1990 a VIII de 1991).

manantial debido a que se estaba derritiendo la escasa nieve que quedaba en las eminencias de las montañas. Los descensos bruscos del 9 y 10 de julio son producidos por un exceso de calor que evaporó el agua contenida en el suelo.

La variación de caudales de las fuentes de Sanza y de Neila guarda una estrecha relación, correlacionándose con una función potencial de segundo grado. Esta función se ajusta muy bien con caudales pequeños y medianos ya que para caudales altos hay mayor dispersión. Este buen ajuste no es de extrañar, ya que el modo de recarga y la estructura geológica son en ambos acuíferos muy parecidos.

Circulación del agua subterránea y pruebas con trazadores

Acuífero kárstico de Neila

A fin de verificar la comunicación directa entre sumideros y manantiales, y entre los manantiales de La Cueva y Pantorra, se realizaron dos pruebas con trazadores, utilizándose Rodamina-B como colorante, y un fluorómetro de precisión para su detección en el campo. Las experiencias se realizaron entre el sumidero del arroyo de Pradillos y el manantial de La Cueva (distanciados 2.200 m), y entre el desvío del río subterráneo de la cueva de Neila y el manan-

tial Pantorra (separados 400 m en línea recta). Las curvas de respuesta se pueden observar en las figuras 7 y 8. Los manantiales de Neila no presentaron variaciones significativas de caudal durante las pruebas.

La velocidad media resultante en la experiencia del arroyo de Pradillos (fig. 8) ha sido de 27 m/hora. No se ha recuperado toda la cantidad de colorante inyectado, lo que da idea que la Rodamina-B ha quedado muy retenida por el terreno. Destaca el gran tiempo de permanencia del trazador en el acuífero (más de una semana). La presencia de varios máximos en la curva (fig. 8), pueden ser explicados por la existencia de irregularidades de flujo dentro del acuífero. La respuesta entre el desvío del río subterráneo y la fuente Pantorra ha sido muy rápida (fig. 7), con una velocidad media de 160 m/hora, verificando así la existencia de un río subterráneo y un régimen turbulento en la cercanía de ambas fuentes.

El caudal de la Fuente Sanza no puede ser explicado por su pequeña cuenca hidrográfica (1,5 km²), ni por el área ocupada por las calizas que se hallan en la Cuenca del Duero (3,5 km²). Demostrado mediante trazadores que el acuífero de Neila está en su mayor parte incomunicado con el de Sanza (fig. 1), del que le separa un accidente tectónico importante, como hemos dicho, el área de alimentación hay que buscarla en la serie jurásica calcárea que, sin trastornos tectónicos, salta la divisoria y se

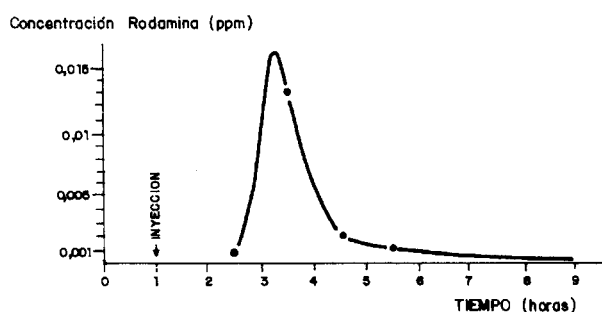


Fig. 7.—Prueba con trazador entre el río subterráneo de la Cueva de Neila y el manantial de Pantorra.

prolonga con uniformidad por toda la vertiente norte de la Sierra, entre los 1.400 y 1.800 m de altitud. El karst va recogiendo el agua de los deshielos de las cumbres y de la filtración de agua y nieve de la vertiente de la Cuenca del Ebro, para terminar desaguando en la parte más baja del acuífero que forma un pequeño apéndice en el extremo occidental que precisamente se sitúa al otro lado de la divisoria, en la Cuenca del Duero (figs. 1 y 2). Este trasvase fue sugerido por Blasco y Rolandi (1992), quienes lo valoraron en 2 hm³/año.

Aunque la geología ofrecía poca discusión, se quiso confirmar el trasvase de manera fehaciente, vertiendo fluoresceína en el sumidero de «Nilsa Chica», situado en la Cuenca del Ebro, a 6 km de distancia en línea recta del nacedero de Sanza, y a unos 1.650 m de altitud. El trazador surgió por la fuente cinco días después, demostrando la captura subterránea y la constatación del área de alimentación.

En la figura 9 se representa la curva de respuesta (curva de concentración-tiempo) medida con un fluoroscopio de precisión. La recuperación del trazador fue elevada. Debajo se representa el hidrograma del manantial de Sanza durante la realización del ensayo, y que no varió prácticamente nada pues no llovió ni hubo deshielo. En la misma figura se indican algunos parámetros característicos en donde se destaca que la velocidad media fue de 38 m/h. La forma de la curva y estos parámetros parecen indicar la existencia de un acuífero con predominio del régimen laminar en estiaje y poca capacidad de dispersión o de mezcla de aguas.

Simulación de los nacimientos de los ríos Najerilla y Arlanza

Modelo matemático utilizado: el modelo CREC

Dentro de los diversos modelos matemáticos que se pueden aplicar a medios kársticos, son quizás los

modelos de precipitación-escorrentía los más adecuados para simular los hidrogramas de manantiales. En Pulido (1983) se relaciona la bibliografía más interesante referente a estos modelos, entre los que destaca el SIMERO (Degallier, 1972) y el CREC (Cormary y Guilbot, 1969), que han sido los más comúnmente utilizados (Sanz, 1987 y 1992-b, Servat y Dezetter, 1993), a diferencia de otros, como el Berner (Bezes, 1970), en el que existen ciertas limitaciones de aplicación.

El modelo CREC, que pretende cuantificar una aproximación global del drenaje de un acuífero a través de un manantial, ha sido elaborado en el Laboratorio de Hidrogeología de Montpellier (Francia) (Cormary y Guilbot, 1969). Se ha empleado para el estudio de numerosos acuíferos kársticos.

Presentación y resumen

En la presente exposición del modelo CREC se ha pretendido explicitar, tanto las funciones que en él intervienen como el significado de los valores iniciales y parámetros que han de cuantificarse para su calibración, al objeto de facilitar su aplicación. Con esta misma idea de facilitar su aplicación se ha elaborado un esquema operativo y el correspondiente programa para su tratamiento en ordenador.

La circulación del agua, a partir de una lluvia, es simulada por la transferencia de la lámina de agua a través de tres depósitos: S, H y G.

El depósito S corresponde al suelo. A este nivel se descuenta parte de la evapotranspiración real y se calcula la lluvia eficaz.

Los depósitos H y G están situados en la zona profunda. El vaciado del depósito H (no saturado) no es lineal y el de G (saturado) es lineal. Se puede descomponer el funcionamiento de este modelo de la manera siguiente (se adjunta esquema de la fig. 10):

— La escorrentía superficial, cuando existe, es descontada directamente de la lluvia.

— La parte de producción del modelo asegura el cálculo de la lluvia eficaz, es decir, de la lámina de agua que recarga la capa H. Esta función de producción está reglada por dos parámetros, X_3 y X_4 . La reducción de la evaporación potencial a la evaporación real se realiza con la intervención de un parámetro X_7 .

— Las funciones de transferencia permiten la repartición del exceso de agua con relación a la saturación del suelo, entre los depósitos H y G, y determinan los caudales de escorrentía hipodérmica, turbulenta y subterránea laminar.

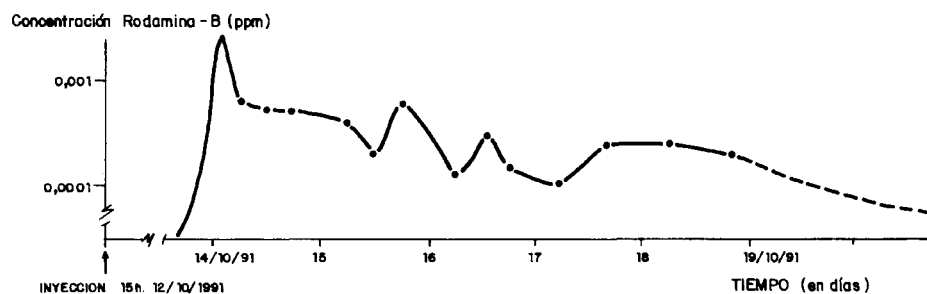


Fig. 8.—Prueba con trazador entre el sumidero del arroyo de Pradillos y el manantial de la Cueva.

Se advierte que la alimentación del depósito G no se hace directamente por la lluvia eficaz, sino por medio del depósito H con un umbral de alimentación X_5 .

Este modelo está regulado por siete parámetros. Ha sido utilizado con paso de tiempo diario. El ajuste de la serie de parámetros se hace mediante un cálculo iterativo.

Los siete parámetros que regulan el modelo son los siguientes:

- X_3 y X_4 son los dos parámetros de producción.
- X_1 y X_2 regulan el agotamiento de los depósitos que esquematizan las capas H y G.
- X_5 y X_6 aseguran la alimentación del depósito G por H.
- X_7 es el parámetro de reducción de la evapotranspiración potencial.

Se puede igualmente añadir dos parámetros, X_8 y X_9 , que determinan la infiltración potencial. Se pueden fijar de manera que sólo una lluvia superior a cierto límite (100 mm/día, por ejemplo) provoque una escorrentía superficial.

Los datos

Emplea los siguientes datos de entrada

a) Caudales diarios.

Es preciso disponer de largas series de observaciones, cuatro años al menos, para el ajuste del modelo, y algunos años para verificar la estabilidad del ajuste.

b) Las temperaturas.

Las temperaturas medias mensuales permiten el cálculo de la evapotranspiración potencial mensual, por el método de Thornthwaite. En todo caso, se pueden sustituir por las evaporaciones potenciales diarias.

c) Las lluvias.

De ellas es necesario disponer de los correspondientes datos suficientes y precisos a tiempo diario.

Contrastes físicos y numéricos impuestos a los parámetros

Han de eliminarse ciertos valores de los parámetros, ya sea porque ellos hagan los cálculos imposibles, ejemplo $\lg(-n)$, o por evitar resultados intermedios, físicamente absurdos.

Por lo demás, el conocimiento de ciertos elementos del terreno, o el comportamiento del suelo o la vegetación o de la capa, pueden inducir al operador a imponer contrastes suplementarios. Se fija entonces, para cada parámetro, un límite inferior y otro superior, como pueden ser los que figuran en el punto de conservación de caudales, apartado a).

La parte de producción del modelo

El grado de humedad del suelo está representado por una variable, S_t , que significa el nivel del depósito S.

Esta variable S_t determina, por una parte, una velocidad de infiltración potencial en superficie y, por otra, la cantidad de agua que participa en la recarga del déficit de humedad.

La velocidad de infiltración potencial en superficie (velocidad máxima) se escribe así:

$$f_t = B - C\sqrt{S_t} \quad (\text{en mm} / \Delta t) \quad (1)$$

Si la precipitación diaria, P_t , es superior a f_t (lo que ocurre muy raramente), la diferencia $P_t - f_t$ escurre superficialmente hasta el río y sólo la cantidad f_t es infiltrada. Esta formulación permite la reconstrucción de las crecidas que siguen a precipitaciones de fuertes intensidades, acaecidas particularmente en verano.

Si la precipitación diaria, P_t , es inferior a f_t , lo cual es el caso general, P_t es infiltrada. A esta cantidad de agua infiltrada la denominaremos E_t (lluvia útil).

La expresión [1] de la velocidad potencial de infiltración superficial es prácticamente equiva-

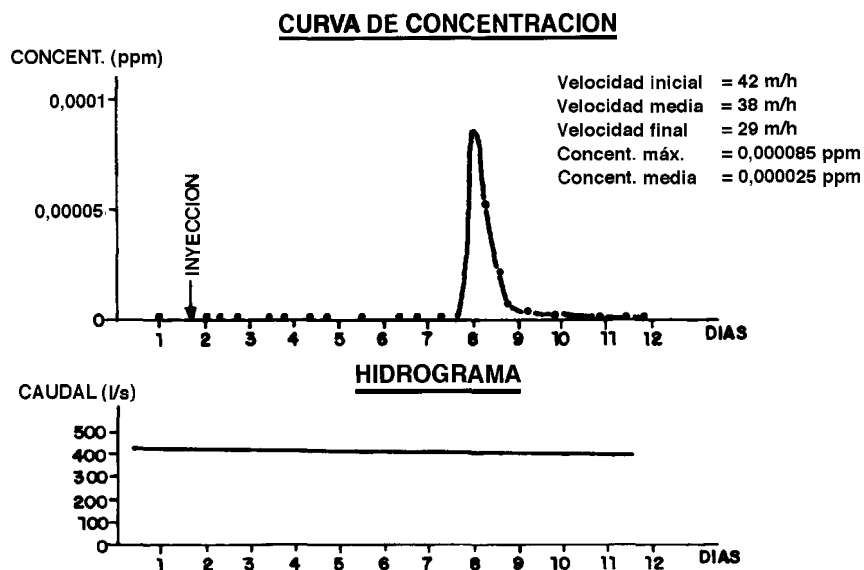


Fig. 9.—Curva de concentración-tiempo de la prueba de trazador entre el sumidero de Nilsa Chica y el nacimiento del Arlanza.

lente a las formuladas para la infiltración obtenida en laboratorio cuando un exceso de agua se encuentra encima de una columna de suelo cuyo contenido inicial de humedad es homogéneo. Con unos valores convenientes de los parámetros, Guilbot (1975) demuestra una gran aproximación a las fórmulas clásicas establecidas por Kostiaikov (1931), Kirkham y Feng (1949) y Philip (1975), si bien en la adoptada por el modelo CREC sólo aparece explícita la variable S_t , en cada instante t .

Una vez tratados estos casos particulares de escorrentía superficial, se aborda la recarga de humedad del suelo. Y para ello se define una moción de capacidad, no de infiltración sino de absorción, es decir, de recarga de humedad del suelo.

La lluvia útil infiltrada (E_t) tiene los tres destinos siguientes:

- Atender la evapotranspiración real (ETR_t).
- Alimentar el depósito H de la capa no saturada (H_t).
- Variación de existencias en S ($S_t - S_{t-1}$), o sea del grado de humedad del suelo.

Por lo tanto, se verificará

$$E_t = ETR_t + \Delta H_t + (S_t - S_{t-1})$$

Ahora bien, para la dinámica de estos tres destinos, expresados según el grado de humedad del suelo (S_t), interesa definir el concepto ya anunciado de capacidad de absorción o de recarga de humedad del suelo (ΔS_t^x), que influirá en la ETR_t . El exceso de esta capacidad ($E_t - \Delta_t^x$) dará ΔH_t , o sea, la recar-

ga del depósito H . Adviértase que el nivel final del depósito S_t se obtendrá restando ETR_t :

$$S_t = S_{t-1} + \Delta S_t^x - ETR_t$$

La expresión adoptada para esta capacidad de absorción del suelo, perfectamente empírica y en función de S_t se ha escrito así:

$$\Delta_t^x = E_t \cdot a \cdot e^{-bS_t} - 1$$

o bien

$$\Delta S_t^x = E_t (X_3 e^{X_4 S_{t-1}})^{-1}$$

Se ha comprobado que esta fórmula muestra una gran aproximación con las dadas por Horton, Holtan, Philip y hasta por la formulada por Koher en 1963, a partir de la de Horton, con otras variables, pues la que aquí se adopta está en función de S .

Esta parte de producción se completa teniendo en cuenta los fenómenos de evaporación.

El nivel del depósito S se disminuye a cada paso del tiempo, por un valor de evapotranspiración, valor calculado a partir de un índice de evapotranspiración potencial y en función del estado de humedad del suelo.

Independientemente de los fenómenos de transpiración, la forma de la curva: Evaporación/Evapotranspiración potencial, ha sido experimentalmente determinada en función del grado medio de agua de la muestra.

Si se llama ϕ_k al grado de agua correspondiente a la evaporación potencial (es decir, la capacidad de retención) y ϕ_o el grado de agua para el cual la

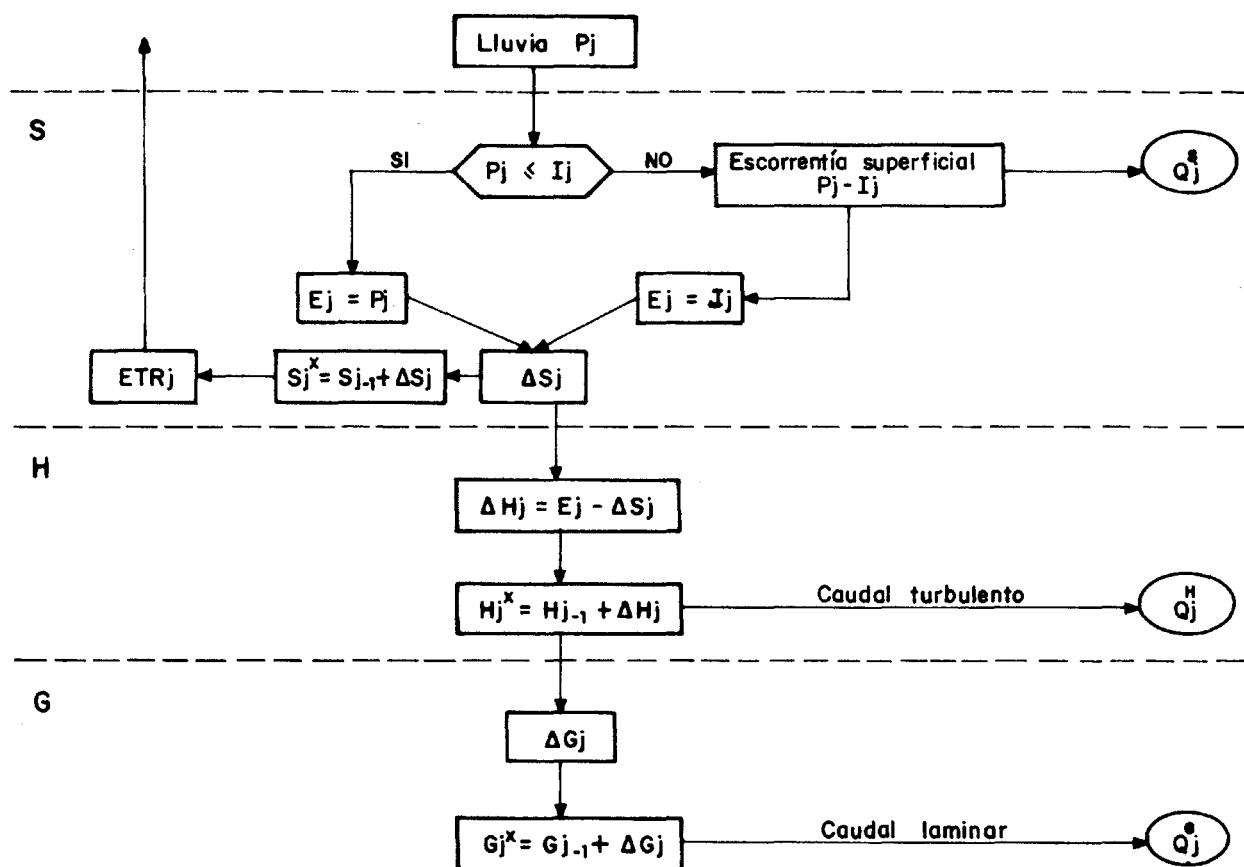


Fig. 10.—Esquema gráfico del modelo CREC.

evaporación es nula (punto de marchitez), la curva presenta la forma de la figura 11. Suponiendo que la transpiración varíe, aproximadamente como la evaporación, una expresión bastante general ha sido formulada, permitiendo la reconstrucción de este tipo de curva sin introducir la variable umbral.

$$\frac{ETR}{ETP} = 1e^{-\beta St}$$

La parte de transferencias del modelo

El hidrograma observado a la salida de una cuenca está formado por:

— La escorrentía superficial. Su contribución es despreciable a la escala de una cuenca, con relación a la escorrentía hipodérmica, salvo en casos muy particulares de lluvias estivales intensas.

— La circulación hipodérmica proveniente del agua que se infiltra y circula lateralmente en el hori-

zonte superior, que será captada por los pequeños cursos de agua a lo largo de su desplazamiento que pueden incrementar la escorrentía superficial o ser infiltrada.

— La circulación subterránea, componente de base del hidrograma.

Otras circunstancias (propagación de las crecidas, precipitaciones sobre charcas y cursos de agua) añaden complejidad al fenómeno; pero se induce a proceder hacia una aproximación global que se intenta a través de unos depósitos.

Es importante indicar que los diferentes tipos de transferencia lineal invariantes encontrados en la bibliografía (depósitos, isocronos, convolución, propagación, ecuaciones diferenciales de stocajes...) son perfectamente equivalentes (con la discretización precisa) a los grupos «tiempo variación lineal» y a los modelos no lineales de utilización más reciente.

En este modelo CREC, la infiltración se transfiere por el paso de dos depósitos lineales de ecuación:

$$Stock = mQ$$

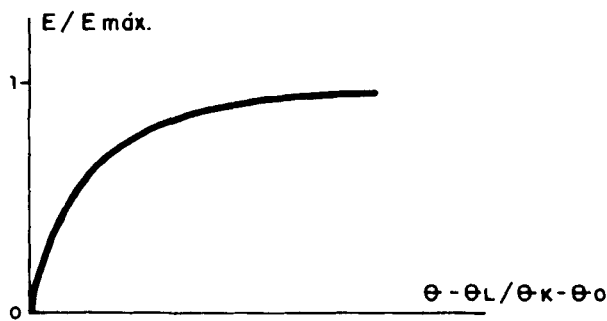


Fig. 11.

Esta ecuación, combinada con la ecuación de continuidad

$$P = \frac{ds}{dt} + Q = m \frac{dQ}{dt} + Q$$

conduce, una vez discretizada, a:

$$Q_m = \frac{\Delta t}{2m + \Delta t} (P_{t+1} - P_t) + \frac{2m - \Delta t}{2m + \Delta t} Q_t \quad (2)$$

(para un depósito)

Conocido a cada paso de tiempo, la fracción de agua, ΔS_t^x precipitada que sirve para completar el déficit de humedad, la fracción restante, $P_t - \Delta S_t^x$ Escorrentía superficial, es considerada como «lluvia eficaz», y es la que participa en la circulación hipodérmica y subterránea.

Este exceso de agua alimenta una zona intermedia H , que juega un doble papel.

— Vaciado no lineal, de la forma $H = c Q_H^{1/2}$ que corresponde a lo que ha sido definido como escorrentía hipodérmica.

— Percolación hacia la zona subterránea G , cuando un umbral de almacenamiento potencial (H_0) ha sido atendido:

$$Q_{\text{percolación}} = d (H - H_0)$$

— La zona subterránea G es asimilada a un depósito lineal de ecuación $G = e Q_G$. Su vaciado responde a una expresión equivalente a la [2], o sea (ver fig. 12):

$$Q'_G = \alpha Q_G^{-1} + (1 - \alpha) q_G$$

Con todo ello, las fórmulas adoptadas para esta parte de transferencias, usando la nomenclatura del esquema operativo, son las siguientes:

a) Caudal turbulento en H :

$$Q_j^H = (X_1 \cdot H_j^x)^2$$

b) Percolación de H en G :

$$\Delta G_j^x = [H_j^x - X_6] / X_5$$

c) Caudal básico:

$$Q_j^G = X_2 \cdot Q_{i-1}^G + (1 - X_2) \cdot \Delta G_j^x$$

Todas estas fórmulas de caudales por unidad de tiempo vienen expresadas como el grosor, en altura, de una lámina de agua extendida sobre toda la cuenca. En los apartados siguientes se da una justificación de las mismas, así como de los parámetros que en ellas intervienen.

Notas sobre la utilización de este modelo en un medio fisurado

A priori no hay ninguna razón para que las expresiones de las leyes de producción no se adapten a una región calcárea recubierta de vegetación mediterránea.

Por el contrario, conociendo que el Karst es un medio discontinuo, la parte de transferencia del modelo puede parecer elemental.

Se sabe que la circulación del agua en las calizas fisuradas se efectúa a través de dos tipos de redes de drenaje:

- La red de conductos de dimensiones importantes, donde la circulación es rápida y turbulenta.
- La red de fisuras finas, donde la circulación es lenta y laminar.

Esta presentación es análoga con la esquematización propuesta para el modelo: La primera caracteriza la circulación rápida y turbulenta, en respuesta inmediata a una lluvia; esta circulación corresponde a un vaciado no lineal del depósito H . La segunda

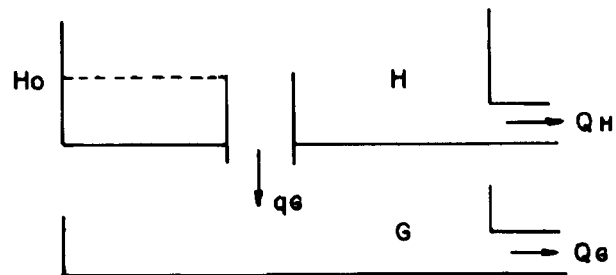


Fig. 12.

coincide con una circulación retardada, considerada como laminar y es posible estimar que el depósito G representa esta zona.

En efecto, la aproximación de la ligazón lluvia-caudal está en consonancia con las experimentaciones realizadas por Archambault, Boorguet, Vailleux, Guilbot, etc.

Notas sobre las funciones de producción en S

a) Funciones de producción

Estas funciones de producción son las siguientes:

— Capacidad de infiltración o tope máximo del suelo para filtrar agua de lluvia. Ella se expresa en función del grado de humedad del suelo S , grado que se mide en mm de altura del depósito S (suelo):

$$I_{\max} = X_8 - X_9 \sqrt{S} \quad E = P$$

o bien:

$$E = I_{\max} \quad \text{si } P > I_{\max}$$

— Lluvia útil o cantidad de agua «absorbida» por el suelo y que tendrá su destino para atender el déficit de humedad del suelo y el resto para su percolación al depósito H (no saturado). Se denomina ΔS y está en función de la lluvia E (no escurrida en superficie) y de S según la expresión:

$$\Delta S = E(X_3 e^{X_4 S})^{-1}$$

— Evapotranspiración real, que incrementa el déficit del suelo. La lluvia útil, atendida la evapotranspiración y el incremento de nivel de S (déficit del suelo) nos proporcionará la «lluvia eficaz» o lluvia que transitará a las capas subterráneas y posteriormente a los depósitos. Su expresión (ETR) es función de la evaporación potencial (ETP) y del nivel de humedad (S) del suelo:

$$ETR = ETP(1 - e^{-S/X_7})$$

El nivel S_j (humedad del suelo) quedará así:

$$S_j = S_{j-1} + \Delta S_j^x - ETR_j$$

La diferencia entre E y ΔS se denomina «lluvia eficaz», (ΔH), que tendrá por expresión:

$$\Delta H_j = E_j - \Delta S_j^x$$

Estas tres funciones de producción han sido establecidas, como se ha dicho, en base a fórmulas

empíricas clásicas, si bien todas ellas han sido adaptadas para que (aparte de los datos de entrada, P y ETP) no aparezca más que la variable S . Al discretizarlas, el tiempo aparece como subíndice. Con unos valores convenientes de los parámetros se demuestra una gran aproximación a dichas fórmulas clásicas (Guilbot, 1975).

b) Notas sobre las funciones de producción: Parámetros y valores iniciales

b.1) Capacidad de infiltración del suelo

$$I_{\max} = X_8 - X_9 \sqrt{S}$$

Si se sabe que no hay escorrentía superficial se puede empezar el modelo con $E_j = P_j$. Se eliminan así los parámetros X_8 y X_9 . En todo caso, si esta escorrentía superficial se ha producido en alguna ocasión, entonces se podría poner

$$P_j' = P_j - \text{Escorrentía superficial}$$

En los acuíferos kársticos es infrecuente, y puede haberla en algún año con fuerte tormenta de verano.

Los autores del modelo sólo citan en una aplicación esta capacidad de infiltración tomando los valores $X_8 = 120$ y $X_9 = 1$. Con ellos se tiene el tope de 120 mm, ya que el valor de \sqrt{S} influye poco; por ejemplo, tendría que ser $S = 400$, $\sqrt{S} = 20$ para que el tope quedase en 100 mm, y con estos datos la lluvia que en un día ascendiese a 120 mm daría una escorrentía superficial de 20 mm.

b.2) Relación entre ETR y ETP

La función e^{-S/X_7} es una exponencial decreciente que varía entre 1 (para $S = 0$) y 0 (para $S = \infty$), luego $1 - e^{-S/X_7}$ es creciente que arranca de cero (para $S = 0$) y tiende asintóticamente a 1. Se trata, por tanto, de un coeficiente reductor que denominaremos Cr . En la figura 13 se representa su variación en función de S para $X_7 = 40$. Para darnos idea de su magnitud, veamos algunos valores de Cr en función de S (humedad del suelo) y de X_7 (parámetro reductor de S) (tabla 2).

Aquí se pondrá para Cr la expresión siguiente:

$$Cr = 1 - e^{-(S-S_m)/X_7}$$

o sea, que se adopta un umbral inferior S_m (punto de marchitez) para el cual $Cr = 0$, y se impondrá la

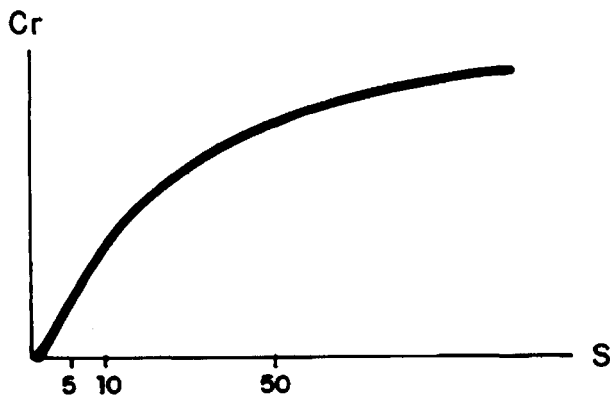


Fig. 13.

condición por la que para $S \leq S_m$ ha de ser $Cr = 0$, eliminando con ello los valores negativos de Cr . Este valor de S_m se concreta en el punto siguiente.

b.3) Relación entre lluvia y lluvia útil

El factor por el que se multiplica E para obtener ΔS ha de ser un factor reductor y positivo (Fr), es decir:

$$0 \leq (X_3 e^{X_4 S})^{-1} \leq 1$$

o sea,

$$-\infty \leq -(1_n X_3 + X_4 \cdot S) \leq 0$$

luego ha de ser:

$$1_n X_3 + X_4 \cdot S \geq 0$$

Si contemplamos esta desigualdad en función de S será:

$$S \geq \frac{-1_n X_3}{X_4}$$

es decir, que los valores de los parámetros X_3 y X_4 condicionan unas cotas inferiores de S , salvo que se admitan valores negativos para ΔS . Este valor mínimo de S vendrá definido por la igualdad:

$$S_m = \frac{-1_n X_3}{X_4} \quad (3)$$

Puesto que $X_3 < 1$ el segundo miembro es siempre positivo y nunca podrá ser $S = 0$, salvo en el caso límite de $X_4 = \infty$.

La función [3] de dos variables es: a) hiperbólica decreciente con asíntota horizontal $S_o = 0$, para valores fijos de X_3 (de la forma de la fig. 14). También decreciente para valores fijos de X_4 (fig. 15).

Al objeto de tener una idea sobre estos valores mínimos (S_m) de S , a continuación se refleja una tabla (tabla 3) de doble entrada para valores de X_3 y X_4 , que pueden presentarse.

Estos valores de S han de tenerse en cuenta no sólo para el valor inicial S_o de S ($S_o > S_m$), sino también para fijar el punto de marchitez (S_m) en el que la ETR es nula.

El factor reductor

$$F_r = \frac{\Delta S}{E} = \frac{1}{X_3} e^{-X_4 S}$$

es una función exponencial decreciente en S . Así, para $X_3 = 0,1$ y $X_4 = 0,02$ se tendrían los siguientes valores para F_r (en %) y para su complementario ($1 - F_r$), que sería el coeficiente de infiltración (fig. 16).

S_{j-1}	F_r (%)	$1 - F_r = C.I.$ (%)
$S_m = 115$	100	0
120	90,7	9,7
125	82,1	17,9
130	74,3	25,7
135	67,2	32,8
140	60,8	39,2
150	49,8	50,2
160	40,8	59,2
170	33,4	66,6
180	27,3	72,7
190	22,4	77,6
300	2,5	97,5

Notas sobre las funciones de transferencias en H .
Parámetros y valores iniciales

Este depósito está comprendido entre el suelo y el acuífero y supone un tránsito del agua, a través de un medio no saturado y sin pérdidas de agua, por lo que las entradas serán iguales a las salidas \pm variación de existencias.

Para esta percolación del agua en el depósito H se suponen dos tipos de flujo:

— Uno de carácter turbulento que proporciona un caudal de salida al exterior, expresado por:

$$Q_f^H = (X_1 \cdot H_j)^2$$

El tránsito turbulento es acelerado y por unidad horizontal del flujo puede entenderse como un pro-

Tabla 2.—Valores de $Cr = 1 - e^{-S/X}$

$X_7/S - S_m$	2	5	10	20	40	50	100	500	200
0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5	0,92	0,63	0,40	0,22	0,12	0,10	0,05	0,03	0,02
10	0,99	0,86	0,63	0,40	0,2	0,18	0,10	0,06	0,05
20	1	0,98	0,86	0,63	0,40	0,33	0,18	0,13	0,10
40	1	0,99	0,98	0,86	0,63	0,55	0,33	0,23	0,18
50	1	1	0,99	0,92	0,71	0,63	0,39	0,28	0,22
100	1	1	1	0,99	0,92	0,86	0,63	0,49	0,39
500	1	1	1	1	0,99	0,99	0,99	0,96	0,92

Tabla 3.—Valores de S_m (cotas inferiores de los valores de S)

X_3/X_4	0,2	0,1	0,09	0,08	0,07	0,06	0,05	0,04	0,03	0,02	0,01
0,1	16	23	24	25	27	28	30	32	35	39	46
0,05	32	46	48	51	53	57	60	65	70	78	92
0,04	40	58	60	63	67	71	75	81	88	98	115
0,03	54	77	80	84	89	94	100	108	117	131	154
0,02	81	115	121	126	133	141	150	161	175	196	230
0,015	107	154	161	168	178	188	200	215	234	261	307
0,01	161	230	241	253	266	282	300	322	351	391	461
0,0075	215	307	321	337	355	376	400	430	468	522	614
0,005	322	461	482	505	532	563	600	644	702	783	921

ducto de la velocidad de Darcy, que por unidad vertical daría $V = k \cdot \Delta h = k \cdot H_j$, y de una altura media de las fisuras o grietas (m) que expresaremos como fracción del nivel de la capa H sea $m = k' \cdot H$. Luego el caudal total por unidad de superficie sería:

$$Q_j^H = V \cdot m = k \cdot k' \cdot H_j^2 = (X_1 \cdot H_j)^2$$

donde $k \cdot k' = X_j^2$

Luego $X_1 = \sqrt{k \cdot k'}$ es la media geométrica del gradiente de Darcy (k) y de la altura, relativa a H , de las grietas y fisuras (m/H). Su valor, en general suele ser inferior a 0,1.

— El otro flujo es de dirección vertical y conduce el agua al depósito G . Su expresión es de tipo lineal, como la ley de Darcy, y su efecto es el de producir un retraso de llegada.

$$\Delta G_j = \frac{H_j - X_6}{X_5} = \frac{1}{X_5} H_j - \frac{X_6}{X_5}$$

Esta función tiene dos parámetros:

Uno X_6 , que se resta de H y puede representar el agua de retención en el depósito H (adherencia a superficies, llenado de huecos y sifones sin salida vertical, agua de composición de ciertas litologías, etc., o sea, agua para la que la gravedad está anulada). Este parámetro es muy variable y puede oscilar

entre 0,001 y 10, dependiendo de la altura de la capa y de su estructura.

El otro parámetro, X_5 , representa la fracción H_j que saldrá para G por unidad de tiempo, y debe estar relacionado con la velocidad de filtrado de la capa H por unidad de presión. Puede oscilar entre 1 y 30. Es el coeficiente de Darcy para una circulación vertical.

La función $Q_j^H = (X_1 \cdot H_j)^2$ da siempre valores positivos y únicamente será 0 para $H_j = 0$.

Por el contrario, deberá ser:

$$\Delta G_j = \frac{H_j - X_6}{X_5} \geq 0$$

y esto se verificará cuando $H_j \geq X_6$, que será siempre, salvo algún caso excepcional. En todo caso se podría admitir algún valor negativo de ΔG_j interpretándolo como un déficit que ha de cubrirse con las nuevas llegadas ΔH_j .

Puesto que el método establecido siempre asegura el balance

$$Q_j^H + \Delta G_j = \Delta H_j + (H_j - H_{j-1})$$

puede resultar interesante comprobar, por el hidrograma del manantial, si los dos tipos de caudales, Q_j^H y Q_j^G , se detectan en él. Sobre todo interesa el Q_j^H (de régimen turbulento y reacción rápida a la llu-

via), y en caso de discrepancia tratar de ajustar modificando el parámetro X_5 .

Si hubiese desfases de tiempo en los caudales básicos habría que modificar, principalmente, el parámetro X_5 .

Notas sobre las funciones de transferencias en G.
Parámetros y valores iniciales

a) La fórmula del caudal Q^G
La expresión

$$Q_j^G = X_2 Q_{j-1}^G + (1 - X_2) \Delta G_j^x \quad (4)$$

es una discretización de la fórmula empleada para el caudal que proporcionan los acuíferos que tienen unas recargas regulares, o sea:

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} + (1 - e^{-\alpha t}) R$$

donde α es el coeficiente de agotamiento y R la recarga.

Para el transcurso de un día se tendría:

$$Q_t = Q_{t-1} e^{-\alpha} + (1 - e^{-\alpha}) R$$

y si en ella se pone $X_2 = e^{-\alpha}$, $R = \Delta Q_j^x$ se tendrá:

$$Q_t = X_2 Q_{t-1} + (1 - X_2) \Delta G_j^x$$

que es la fórmula empleada.

De ella se deduce que:

a)

$$X_2 = e^{-\alpha}$$

o bien

$$\alpha = -1_n X_2$$

lo cual, además de dar un significado al parámetro X_2 , proporciona un medio de cálculo del mismo, si a través del hidrograma del manantial se ha podido determinar el valor de α .

b) En régimen de agotamiento del acuífero, o sea, con $R = 0$, quedaría:

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t}$$

y se verifica que el volumen de agua por encima del nivel de drenaje tiene la siguiente expresión para $t = 0$:

$$V_0 = \frac{Q_0}{\alpha}$$

Puesto que aquí estamos considerando los caudales Q como la altura de una lámina de agua extendida sobre todo el acuífero, el caudal en volumen sería $Q_0' = Q_0 \cdot S'$ si S es la superficie del acuífero. El volumen sería:

$$V_0 = \frac{Q_0'}{\alpha} = \frac{Q_0 S}{\alpha}$$

Luego

$$\frac{V_0}{S} = \frac{Q_0}{\alpha}$$

pero esta expresión V_0/S es la que estamos empleando para G , o sea, que sería:

$$G_0 = \frac{Q_0}{\alpha}$$

donde α , por tanto, viene referido a (día)⁻¹.

Por tanto,

$$G_0 = \frac{Q_0}{-I_n X_2}$$

o sea, se tiene una relación que liga los valores iniciales G_0 y Q_0 si en este momento el manantial funciona en régimen de agotamiento.

b) Valores de G_0

La expresión de G es

$$G_j = G_{j-1} + \Delta G_j^x - Q_j^G$$

y pudiera inducir a pensar que tomara valores negativos puesto que tiene el sustrayendo Q_j^G . Esto no tendría significado físico si ha de ser $Q_j^G \geq 0$.

Veamos que ello no se verificará si se supone que $X_2 < 1$, que $\Delta_j \geq 0$, y se adopta un valor conveniente para G_0 .

Puesto que $\Delta G_j^x \geq 0$ se tendrá que

$$G_j \geq G_{j-1} - Q_j^G \quad (5)$$

El segundo miembro de [5] sería el valor de G_j en el régimen de agotamiento del manantial. Para los sucesivos valores de j se tendría:

$$\begin{aligned} G_1 &\geq G_0 - Q_1^G \\ G_2 &\geq G_1 - Q_2^G \\ &\dots\dots\dots \\ G_j &\geq G_{j-1} - Q_j^G \end{aligned}$$

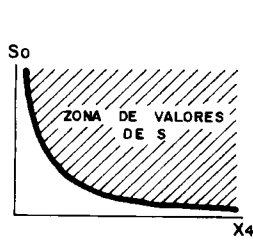


Fig. 14.

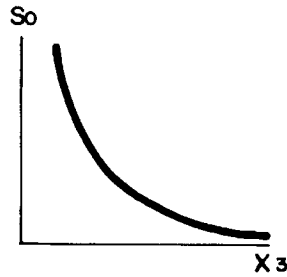


Fig. 15.

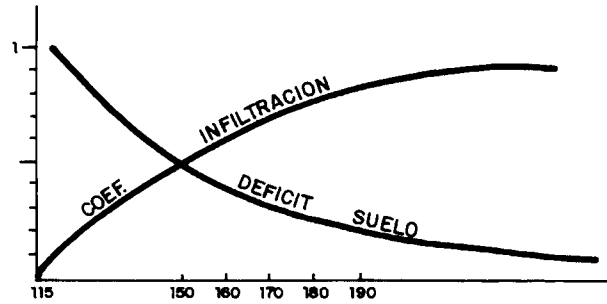


Fig. 16.

que sumadas y eliminando términos comunes daría:

$$G_t \geq G_0 - \sum_{i=1}^t Q_i^G$$

En el supuesto régimen de agotamiento, pasando a variables continuas y haciendo $t = \infty$, sería:

$$G_\infty \geq G_0 - V_0 = G_0 - \frac{Q_0}{\alpha}$$

y para que esto se cumpla ha de ser $G_0 \geq Q_0/\alpha$, o sea:

$$G_0 \geq \frac{Q_0}{-I_n X_2}$$

lo cual es cierto según el valor de G_0 propuesto en el punto anterior.

Conservación de caudales

a) En producción.

Para cada período de tiempo deberá cumplirse la igualdad siguiente:

$$E_j = ETR_j + \Delta H_j^x + (S_j - S_{j-1})$$

Efectivamente, el segundo miembro de esta igualdad vale:

$$\begin{aligned} ETR_j + (E_j - \Delta S_j^x) + (S_j^x - ETR_j - S_{j-1}) &= \\ = ETR_j + (E_j - \Delta S_j^x) + (S_{j-1} + \Delta S_j^x - ETR_j - S_{j-1}) &= E_j \end{aligned}$$

luego siempre se cumple la igualdad.

b) En transferencias de H.

Debe ser

$$\Delta H_j^x = Q_j^H + \Delta G_j^x + (H_j - H_{j-1})$$

Pero el segundo miembro vale

$$\begin{aligned} Q_j^H + \Delta G_j^x + (H_j - Q_j^H - \Delta G_j^x - H_{j-1}) &= \\ = H_j - H_{j-1} &= \Delta H_j^x \end{aligned}$$

o sea, como el primer miembro.

c) En transferencias de G

Debe ser

$$\Delta G_j^x = Q_j^G + (G_j - G_{j-1})$$

Este segundo miembro vale:

$$\begin{aligned} Q_j^G + (G_j^x - Q_j^G - G_{j-1}) &= Q_j^G + (G_{j-1} + \Delta G_j^x) - \\ - Q_j^G - G_{j-1} &= \Delta G_j^x \end{aligned}$$

o sea, igual que el primero.

Esquema operativo y variables

Adjunto se acompaña el esquema operativo (fig. 17). Es un método iterativo para cada período de tiempo j que comienza con $j = 1$ en base a unos datos iniciales para $j = 0$, y continúa para $j = 2, j = 3, \dots$ hasta $j = F$.

a) Variables y funciones.

Las variables y funciones utilizadas son las siguientes:

$j = 1, 2, 3, \dots, F$ (orden de los días)

P_j (lluvia diaria)

I_j (infiltración potencial) $= X_8 - X_9 \cdot \sqrt{S}$

E_j (lluvia infiltrada) $= P_j$ si $P_j \leq I_j$ o bien I_j si $P_j > I_j$

ΔS_j^x (alimentación del depósito S) $= E_j \cdot (X_3 \cdot e^{X_4 S_j^{-1}})^{-1}$

S_j^x (nivel de S antes de la ETR_j) $= S_{j-1} + \Delta S_j^x$

ETR_j (evaporación real) $= ETP_j \cdot (1 - e^{-S_j X - S_m/X_7})$

S_j (nivel de S o grado de humedad) $= S_j^x - ETR_j$

$Q_j^s = P_j \cdot I_j$ si $P_j > I_j$ o bien $= 0$ si $P_j < I_j$ (esco-

rréntia superficial)

ΔH_j^x (alimentación del depósito H) $= E_j - \Delta S_j^x$

H_j^x (nivel inicial de depósito H) $= H_{j-1} + \Delta H_j^x$

Q_j^H (caudal turbulento) $= (X_1 \cdot H_j^x)^2$

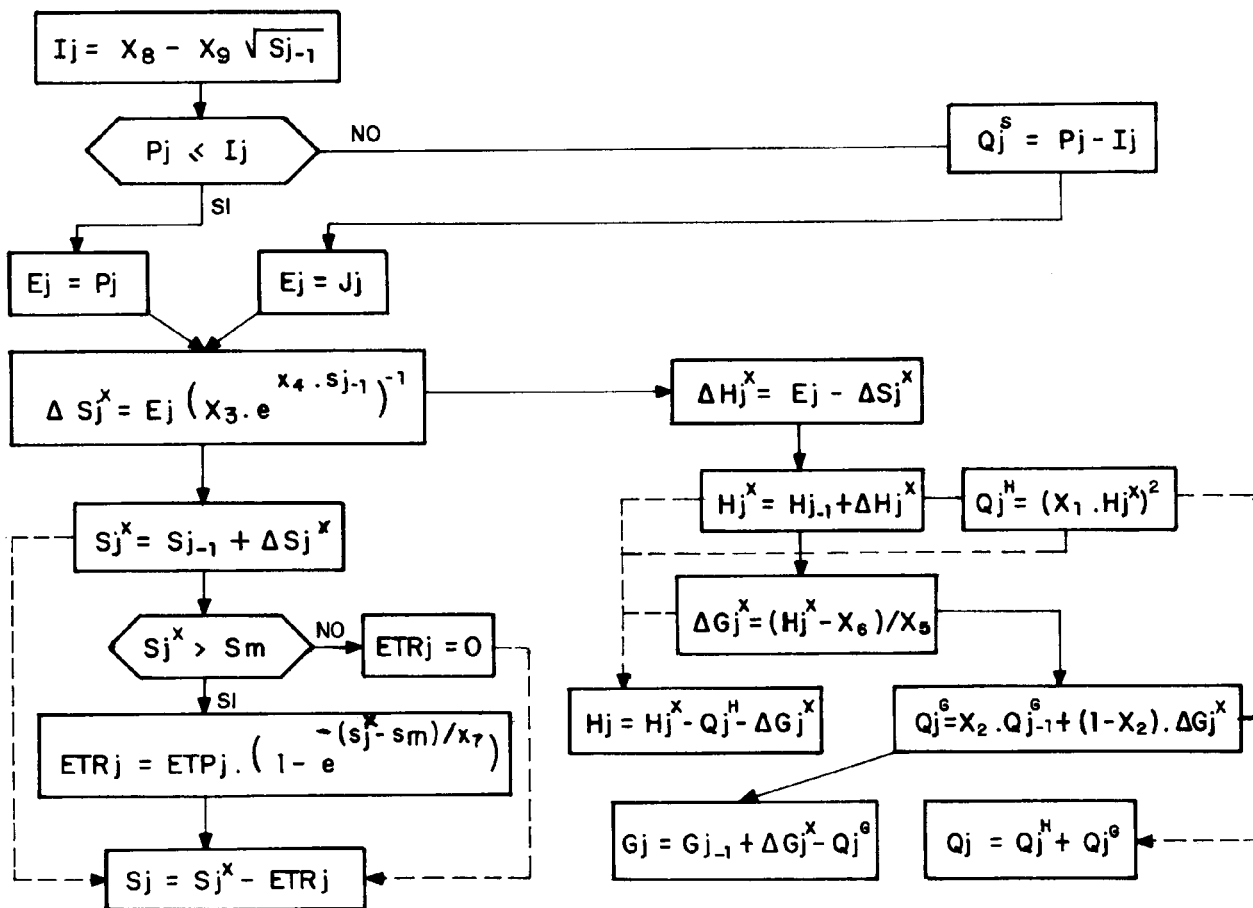


Fig. 17.

ΔG_j^X (alimentación del depósito G) = $(H_j^X - X_6)/X_5$
 Q_j^G (caudal laminar del depósito G) = $X_2 \cdot Q_{j-1}^G + (1 - X_2) \cdot \Delta G_j^X$
 H_j (nivel final de depósito H) = $H_j^X - Q_j^H - \Delta G_j^X$
 G_j (nivel final del depósito G) = $G_{j-1} + \Delta G_j^X - Q_j^G$
 Q_j (caudal sin escorrentía superficial) = $Q_j^H + Q_j^G$

ETP_j (evapotranspiración = $\frac{ETP \text{ mensual (THORNTHWAITE)}}{\text{número de días del mes}}$)

K_j (caudales diarios aforados)

b) Depósitos.

Son los tres que vienen a continuación, con las siguientes entradas y salidas:

Depósitos	Entradas	Salidas
S (suelo)	E_j	$ETR_j, \Delta H_j^X$
H (capa no saturada)	ΔH_j^X	$Q_j^H, \Delta G_j^X$
G (capa saturada)	ΔG_j^X	Q_j^G

Esquema operativo del modelo CREC

Períodos: $j = 1, 2, 3, \dots, F$.

Datos: Pluviometría $-P_1, P_2, P_3, \dots, P_F$.

Evapotranspiración potencial $-ETP_1, ETP_2, ETP_3, \dots, ETP_F$.

Caudales aforados (para contraste) $-K_1, K_2, K_3, \dots, K_F$.

Valores fijos: Iniciales $-G_0, H_0, S_0, Q_0^G, S_m = S_0$.

Parámetros $-X_1, X_2, X_3, X_4, X_5, X_6, X_7$ y quizá X_8, X_9 .

Imprimir: Q_j^S, Q_j^H, Q_j^G, Q_j y además $ETR_j, \Delta H_j^X, H_j, G_j, S_j$.

Retener para el período siguiente: S_j, H_j, G_j, Q_j^G .

c) Valores iniciales.

Los valores iniciales a introducir en el programa son los siguientes:

S_0 = Nivel de humedad del suelo.

S_m = Nivel de marchitez cuando cesa la ETR .

H_0 = Nivel del depósito H .

G_0 = Nivel del depósito G .

Q_0^G = Caudal laminar.

Sobre estos valores iniciales se hacen las siguientes advertencias:

S_0 dependerá de los parámetros X_3 y X_4 escogidos y su valor no puede ser inferior al que figura en la tabla 3, o sea:

$$S_0 > \frac{-1_n X_3}{X_4}$$

S_m . Para este valor se puede tomar el siguiente:

$$S_m = \frac{-1_n X_3}{X_4}$$

H_0 . Si por la gráfica inicial del hidrograma del manantial se puede determinar el caudal turbulento, Q_0^H , se tendrá que:

$$H_0 > \frac{1}{X_1} \sqrt{Q_0^H}$$

Q_0^G . Se determinará por el arranque inicial del hidrograma del manantial si en él se ha podido determinar el caudal laminar.

G_0 . Este valor vendrá dado por la igualdad

$$G_0 = \frac{Q_0}{-1_n X_2}$$

Véase en el punto siguiente, sobre parámetros, la determinación de X_2 .

d) *Parámetros.*

Los parámetros utilizados son los siguientes:

Signatura	Denominación	Variación
En la producción:		
X_8	Tope superior de infiltración superficial	$X_8 > 100$
X_9	Coefficiente reductor de	$X_9 < 1$
X_7	Factor reductor exponencial <i>ETP</i>	$0,01 < X_7 < 100$
X_3	Factor reductor E_j . Alimentación de S	$0,001 < X_3 < 1$
X_4	Factor reductor S . Alimentación de S	$0,001 < X_4 < 1$
En transferencias:		
X_6	Nivel de percolación de H en S	$0,001 < X_6 < 30$
X_5	Factor reductor de percolación de H en G	$1 < X_5 < 30$
X_2	Vaciado del depósito G	$0,5 < X_2 < 0,999$
X_1	Vaciado del depósito H	$0,001 < X_1 < 0,999$

Veamos cada uno de ellos en particular:

X_9 y X_8 . Para la capacidad de infiltración potencial del suelo.

X_7 . Factor reductor exponencial de *ETP*.

En la tabla 2 se combinan valores de X_7 y $S-S_m$ para obtener un valor reductor de la *ETP*. Antes será necesario determinar el valor de S_0 y S_m en función de los parámetros X_3 y X_4 (tabla 3) para eliminar la parte de esta tabla que corresponda a $S < S_0$.

Nótese que este coeficiente reductor (Cr) disminuye al aumentar X_7 o, al revés, la *ETR* aumenta al disminuir X_7 .

X_3 y X_4 . Alimentación del depósito S .

Estos parámetros determinan S_0 y S_m .

La función

$$\Delta S_j^x = E_j \frac{1}{X_3} e^{-X_4 S_{j-1}}$$

nos dice que:

a) La variación de ΔS_j^x respecto a X_3 es lineal inversa, y así, por ejemplo, al duplicar X_3 se reduce a la mitad ΔS_j^x .

b) La variación de ΔS_j^x respecto a X_4 es exponencial inversa, y así, por ejemplo, si se duplica X_4 el factor reductor Fr queda elevado al cuadrado (pasaría, por ejemplo, de 0,4 a 0,16).

Producción. Sería interesante, en esta fase de producción, examinar el coeficiente de infiltración de la simulación, o sea,

$$C. I. = \sum \Delta H_j^x / \sum E_j$$

coeficiente del que ya se tiene idea sobre su valor. De acuerdo con este contraste, proceder en consecuencia.

X_6 . Es el nivel mínimo del depósito H para que haya percolación al depósito G . Puede variar entre 0,01 y 30, según el espesor de la capa H y su estructura.

Si el régimen turbulento desaparece rápidamente, ello indica que el valor de X_6 es pequeño.

X_5 . Factor reductor de la percolación de H en G y representa la fracción de H_j que saldrá para G por unidad de tiempo, y está relacionado con la velocidad de infiltrado de la capa H por unidad de presión. Puede oscilar entre 1 y 30, según la regularidad del manantial.

Si se observasen retrasos de llegada al manantial en la simulación respecto al hidrograma real, se pondría un valor más pequeño. Y al revés.

X_2 . Vaciado del depósito G . Su valor teórico es:

$$X_2 = e^{-\alpha}$$

siendo α el coeficiente de agotamiento del manantial. Este sería el caso de que dicho manantial sólo tuviese una curva de agotamiento y el resto del cau-

dal fuese turbulento. Por ello se considerará más bien la desigualdad

$$X_2 \leq e^{-\alpha}$$

Su valor puede variar entre 0,5 y 0,999.

X_1 . Vaciado del depósito H .

En los puntos anteriores ya se ha explicado su significado y puede variar entre 0,001 y 0,99.

Transferencias. Sería interesante analizar si en el hidrograma del manantial se detectan los dos tipos de caudales aquí considerados, el turbulento de reacción rápida a la lluvia (Q_j^H) y el básico (Q_j^G), y en caso de discrepancia con la simulación, introducir las modificaciones que procedan a estos cuatro parámetros.

e) *Precisión de los resultados.*

Se puede adoptar alguna medida sobre la precisión de los distintos calibrados, como, por ejemplo, el error cuadrático standard o desviación media entre los caudales reales y los simulados.

Simulación de los manantiales de Neila mediante el modelo CREC

Como se ha dicho, el acuífero de Neila es de naturaleza kárstica, tiene 10,2 km² de extensión y está alimentado por la lluvia que cae sobre su propia cuenca y por la recarga de cuatro arroyos que infiltran parte de sus aguas en dicho karst. Las salidas se verifican por dos manantiales intercomunicados que denominados N-1 (La Cueva) y N-2 (Pantorra). No hay escorrentía superficial apreciable.

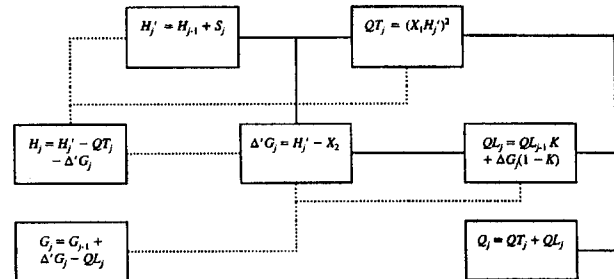
Se trata de simular el funcionamiento de dicho acuífero relacionando las entradas con las salidas (más o menos la variación de existencias en los depósitos del acuífero). El período de la simulación abarca un año que comienza el 1 de septiembre de 1990 y termina el 30 de agosto de 1991. A la vista de la calidad de los datos se ha estimado conveniente tomar como unidad de medida del tiempo la semana, o sea que el período abarca 52 semanas.

En base a los datos de pluviometría (P) y temperatura (T) y mediante el plano de regresión con expresión $S = 0,6P - 0,4T$ se ha calculado S (recarga de las precipitaciones). Todas las unidades se expresan en milímetros. A ésta se ha añadido la recarga procedente de los cuatro arroyos obteniéndose así el total de recarga de entradas que se considera como infiltración gravífica.

Para las transferencias del agua en el acuífero se ha considerado éste formado por dos capas (no saturadas y manto acuífero) y se ha aplicado el modelo CREC (Guilbot, 1975), que considera que el acuífero está formado por dos capas: la primera H , no

saturada, donde el exceso de agua produce un caudal turbulento no lineal QT que alimenta la segunda capa G , saturada. Aquí hay una circulación lineal y produce un caudal laminar QL .

Discretizando el tiempo para cada período j , se sigue el esquema operativo siguiente:



donde

H = nivel de la capa no saturada; G = nivel hidrodinámico del manto acuífero; S = recarga; QT = caudal turbulento; QL = caudal laminar; $j = 1, 2, \dots$ = períodos de tiempo; X_1 = parámetro de vaciado de H por el caudal turbulento; X_2 = parámetro de recarga de H en el acuífero; K = parámetro del caudal laminar.

Después de varios tanteos, para el ajuste del modelo con los datos aforados, se han adoptado los siguientes valores para los datos iniciales y parámetros: $QL_0 = 1,9$ mm; $H_0 = 4$ mm; $G_0 = 12$ mm; $X_1 = 0,085$; $X_2 = 0,14$; $K = 0,87$.

El parámetro $K = e^{-\alpha}$ responde a un coeficiente de agotamiento $\alpha = 0,14$ (semana)⁻¹.

Todos los valores vienen expresados en milímetros como espesor de una lámina de agua extendida sobre los 10,2 km² de superficie del acuífero.

En la figura 18 se representan los hidrogramas, aforado y simulado, así como la evolución de la infiltración gravífica y de los niveles de los depósitos G y $H + G$. Se puede apreciar la gran similitud entre ambos hidrogramas, aforados y simulados, y que elude cualquier otra medida sobre la bondad de los resultados, lo que permite completar las 8 semanas respecto a las cuales se desconocen los aforos.

El balance según lo simulado es como sigue:

	En Dm ³	En mm
Pluviometría	1.062	10.831
Entradas:		
Recarga de lluvia	456	4.647
Recarga de los arroyos	172	1.758
Total entradas	628	6.405
Salidas:		
Por los manantiales	612	6.242
Incremento depósitos	7,6	77,5
Otras	8,4	85,7

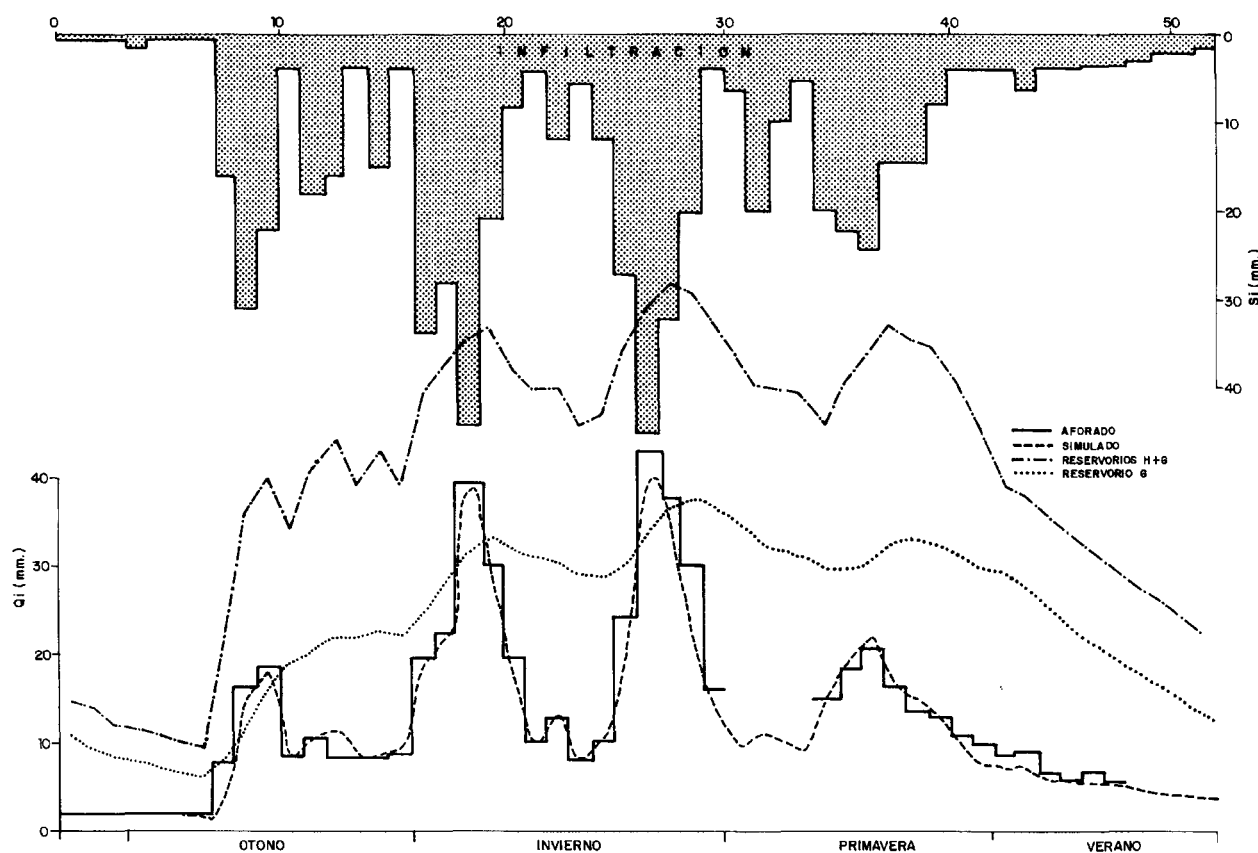


Fig. 18.—Hidrograma real y simulado de los manantiales de Neila.

De él se deduce que la recarga neta anual proveniente de la precipitación es de 42,5 %. No obstante, este coeficiente se muestra muy variable y el valor medio de las cuatro estaciones es como sigue: Primavera 37,8 %; Verano, 3,5 %; Otoño 42,5 %; Invierno 51,5 %.

— La recarga que recibe el acuífero de los arroyos y que asciende a 1.758 Dm^3 , supone el 27,5 % del total de entradas. Estas recargas ascienden a 530 Dm^3 en primavera, y en invierno, descienden a 357 Dm^3 en verano y aún a 340,7 Dm^3 en otoño. Por arroyos, esta recarga anual se distribuye así:

	En Dm^3	%
Arroyo Pradillos	531,1	30,2
Arroyo La Paul	599,6	34,1
Arroyo Medel	314,6	17,9
Arroyo Tejero y Lengua	313,1	17,8
Total	1.758,5	100,0

— En las salidas, los incrementos de los depósitos, que se iniciaron con un estiaje prolongado en

1990 ascienden a 77,5 Dm^3 , según se deduce de los niveles de H y G. No obstante, y para el cuadro con las entradas quedan otros 85,7 Dm^3 de salidas que pueden responder a escorrentía superficial y aún a desajustes de precisión en los cálculos por haber empleado un solo decimal.

La aportación de los manantiales asciende a 6.242,4 Dm^3 y esto supone un caudal medio de 198 l/s. Este caudal varía por estaciones, en las siguientes cuantías:

	Caudal medio	Indice medio
	l/s	= 100
Otoño	137,2	69,3
Invierno	358,4	181,0
Primavera	218,4	110,3
Verano	78,0	39,4
Año	198,0	100,0

Ahora bien, en el modelo CREC se han obtenido dos tipos de caudales: QT que responde a una circulación turbulenta en el acuífero, QL como consecuencia de una circulación en régimen laminar. Esta

descomposición, según estaciones, es como sigue, expresada en milímetros:

Estaciones	Distribución porcentual					
	QT	QL	Total	QT	QL	Total
Otoño	73,2	32,9	106,1	69	31	100
Invierno	210,5	66,4	276,9	76	24	100
Primavera	101,1	67,6	168,8	60	40	100
Verano	19,4	40,8	60,2	32	68	100
Año	404,2	207,8	612,0	66	34	100

Destaca la aportación del caudal turbulento que para todo el año supone el 66 % del total o sea casi el doble del caudal básico. Como es natural, el caudal básico se mantiene bastante estable, al contrario del caudal turbulento que en invierno da unos valores casi once veces superiores a los de verano. Ello origina que en esta última estación el caudal medio laminar sea más que el doble del caudal turbulento.

Los niveles semanales de los almacenes H (capa no saturada) y G (manto acuífero) parten de niveles muy bajos en estiaje, del orden de 3 mm para H y 6 mm para G (hacia mediados de octubre) y con las lluvias de otoño e invierno van creciendo sus niveles que alcanzan sus máximos hacia finales del invierno: 25,5 mm para H y 37,0 mm para G ; estos valores citados en dicha época suponen unas reservas que ascienden a 260 Dm^3 en el H y 377 en el G o sea un total de 637 Dm^3 . A partir de entonces los descensos son continuados si bien en 30 de agosto de 1991 eran algo superiores a los niveles iniciales del 1 de septiembre de 1990.

Para los resultados del modelo CREC se han aplicado los siguientes parámetros:

- Coeficiente reductor del caudal turbulento $X_1 = 0,085$
- Coeficiente reductor de percolación en el acuífero $X_2 = 0,14$
- Coeficiente del caudal laminar $K = 0,87$

El primero de ellos es ligeramente superior a los obtenidos en otros acuíferos que raramente sobrepasan el 0,08 (Cormary y Guilbot, 1969); pero está de acuerdo con los valores altos obtenidos para el caudal turbulento. El segundo suele expresarse por $1/X_2 \approx 7$ como valor del tiempo medio que tarda el agua en atravesar una capa no saturada. El tercero está en función del coeficiente de agotamiento ya que $K = e^{-\alpha}$; de ello resulta que el coeficiente de agotamiento del manantial vale $\alpha = \ln 0,87 = -0,14$ (semana) $^{-1}$ y que aproximadamente equivale a $-0,02$ días $^{-1}$.

Simulación del nacimiento del río Arlanza

A pesar de que el régimen de la fuente de Sanza estaba bien definido, se simuló su hidrograma a fin de cuantificar detalladamente todas las variables que intervenían en él y ofrecer así una herramienta válida que pudiese servir para simulaciones más largas sin registro de medidas.

Para ello se consideró que la cuenca que alimenta la fuente de Sanza era de 29,2 km^2 y su altitud media de 1.680 m. De estos 29,2 km^2 , algo más de los dos tercios (20,2 km^2) presentan afloramientos calcáreos, y los 9 km^2 restantes son terrenos wealdicos impermeables. Se puede considerar a nuestros efectos que no hay escorrentía superficial apreciable.

Se trata pues de simular el funcionamiento de dicho acuífero relacionando las entradas con las salidas, más o menos la variación de existencias en los almacenes. Puesto que se disponía de datos diarios, tanto para las variables de entrada como para las salidas, se ha tomado el día como unidad de tiempo. Aparte de los aforos diarios de Sanza, se ha dispuesto de la pluviometría diaria de Canicosa de la Sierra y las temperaturas medias diarias de la estación de Soria. Hubo que estimar la serie pluviométrica de la cuenca de Sanza en base a la de Canicosa de la Sierra (altitud 1.125 m), admitiendo una gradiente pluviométrica de 45 mm por cada 100 m de altitud, gradiente que ha sido calculado en otras zonas próximas a la Cordillera Ibérica (Fernández García, 1989). Con las temperaturas medias de Soria (altitud 1.080 m) y un gradiente de 0,5° C por cada 100 m de altitud, se han estimado las de la Cuenca de Sanza. Estas estimaciones han podido producir algunas desviaciones de la realidad, pero se cree que mantienen la evolución general de lo que ha podido ocurrir en la cuenca de alimentación y, en este sentido, habrán que tomarse los resultados, aunque en ellos se observen algunas desviaciones esporádicas.

En cuanto a la fase de producción del modelo, hay que tener en cuenta que la cuenca de alimentación del manantial de Sanza es bastante alta, pues las calizas están entre los 1.400 y 1.750 m de altitud y por encima de ellas, las otras litologías llegan hasta los 2.000 m. Ello ha obligado a considerar la precipitación en forma de nieve, lo cual constituye una reserva de agua hasta su fusión.

Para este proceso se han tenido en cuenta las experiencias y métodos de la Organización Mundial de Meteorología (Instituto Nacional de Meteorología, 1975). Así, llamando P_j a la precipitación total del día; P'_w precipitación líquida; P'_n precipitación en forma de nieve; f_j a la fusión de nieve; N_j nieve acumulada en el suelo (todo en mm equivalentes de agua) y T_j a la temperatura en grados cen-

tígrados, el proceso se ha concretado de la siguiente manera:

- Forma de precipitación (nieve o agua):

Si $T_j < 0$ se toma $P_n^j = P_j$

Si $0 < T_j < 1$ se toma $P_a^j = P_j T_j$ y $P_n^j = P(1 - T_j)$

Si $T_j > 1$ se toma $P_a^j = P_j$

- Fusión de la nieve:

Si hay nieve en el suelo y llamamos N_{j-1} al almacén de nieve al final del día anterior

Si $T_j \leq 1$, no hay fusión

Si $T_j > 1$ se toma: Fusión = $0,1 (T_j - 1) N_{j-1} = f_j$

- Almacén de nieve:

$N_j = N_{j-1} + P_n^j - f_j$

Agua disponible: $P_a^j + f_j$

Recarga = agua disponible por la recarga neta de la precipitación.

Teniendo en cuenta la proximidad de esta cuenca con la de Neila y que ambas son de climatología análoga, se han aplicado aquí los mismos coeficientes de infiltración obtenidos en dicha última cuenca para el mismo año.

Los resultados se han obtenido día a día y un resumen de los mismos, por meses, figuran en el gráfico 19. A ellos se les puede hacer entre otros los siguientes comentarios:

— La capa de nieve apareció el 21 de noviembre y se prolongó hasta el 15 de mayo siguiente, o sea que permaneció durante casi año y medio. Alcanzó su máximo espesor el 5 de enero que llegó a los 146 mm. El 72 % de la precipitación total fue en forma de agua y el 28 % restante en forma de nieve. Este porcentaje en forma de nieve alcanzó el 68,5 % durante el invierno.

— Esta capa de nieve constituyó un almacén que produjo un retraso medio en la disponibilidad del agua líquida que contenía sobre el suelo de un mes. Efectivamente:

Centro de gravedad de la precipitación de la nieve: 18 de enero.

Centro de gravedad de la fusión: 28 de febrero.

Retraso Medio: 31 días.

Las incidencias principales de la fusión de la nieve sobre los caudales de la fuente se produjeron en tres meses de este año en que coincidieron la existencia de un buen almacén de nieve y la elevación de las temperaturas que pasaron de negativos a valores próximos a los 3°. Estos momentos fueron la última semana de diciembre, la segunda de enero y la primera de marzo; en ello, la fusión de la nieve superó con creces a la pluviometría, los caudales de la fuente se triplicaron y alcanzaron valores de 1.300 l/s, 2.000 l/s y 1.500 l/s, respectivamente. La simulación del régimen del manantial que se hace más adelante permite estimar esta coincidencia para

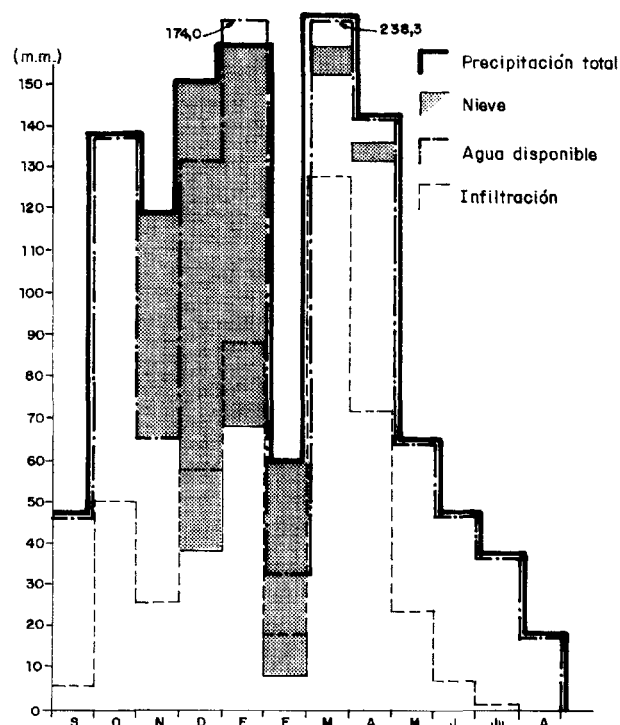


Fig. 19.—Resumen de la fase de producción en la simulación de la Fuente Sanza.

unas condiciones determinadas de almacén de nieve y de las temperaturas. Así, por ejemplo, para un almacén $N_j = 100$ mm, en un día de marzo en que el caudal del manantial fuese de 675 l/s, el almacén $H = 4$ mm y cesasen las heladas alcanzando la temperatura los 5°, el caudal del manantial ascendería a los 1.800 l/s en ausencia de lluvias, o sea, por el sólo efecto de la fusión.

La recarga neta de la precipitación registra un coeficiente medio anual del 43 % y varía entre el 0 y el 56 %, dependiendo principalmente de la temperatura.

Las transferencias subterráneas

Para las transferencias y circulación del agua en el acuífero se ha considerado que éste se ha formado por dos capas (no saturada y manto acuífero). Se ha aplicado el modelo CREC (Guillot, 1975), en su parte de transferencias, cuyo esquema operativo se ha presentado en el apartado 3.2.

Después de varios tanteos para el ajuste del modelo con los datos aforados, se han adoptado los siguientes valores para los datos iniciales y parámetros: $QL_0 = 0,2$ mm; $H_0 = 1$ mm; $G_0 = 10$ mm; $X_1 = 0,08$; $X_2 = 0,4$; $K = 0,96$.

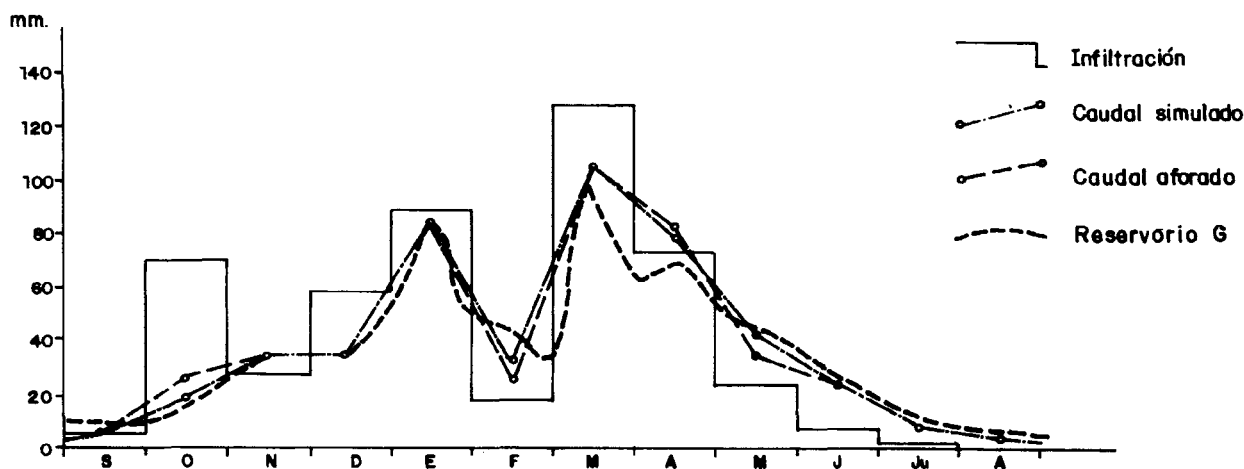


Fig. 20.—Resumen mensual del flujo subterráneo de la Fuente Sanza (1990-91).

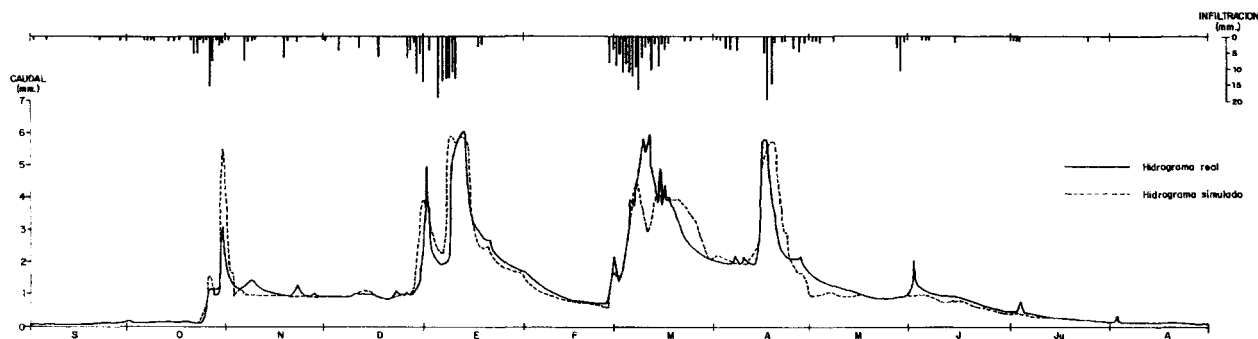


Fig. 21.—Hidrograma real y simulado del manantial de Sanza.

El parámetro $K = e^{-\alpha}$ responde a un coeficiente de agotamiento $\alpha = 0,04 \text{ día}^{-1}$. Dada la forma alargada del acuífero en que la fuente se sitúa en un extremo de la mayor dimensión, se ha estimado que el caudal turbulento tarda 2 días en llegar, por lo que se ha calculado el caudal total

$$Q_j = QL_j + QT_{j-2}$$

También se ha observado que el caudal turbulento tiene un tope superior de drenaje de 3 mm = 1.013 l/s.

En la figura 20 se reflejan los hidrogramas, aforado y simulado, así como la evolución de la infiltración gravífica y de los niveles de los almacenes G y $H + G$. Como resumen de estos resultados mensuales, en la figura 21 se reflejan los resultados mensuales.

Todos los datos vienen expresados en milímetros como espesor de una capa de agua extendida sobre los 29,2 km² de superficie del acuífero. Si los caudales se quisiesen expresar en l/s bastaría con multiplicar por 338,07.

La figura 20 pone de manifiesto que el caudal simulado refleja con bastante aproximación todas las variaciones diarias del caudal aforado; igual puede observarse bien respecto a los valores mensuales en la figura 21. Quizás pueda apreciarse que el método de simulación es algo más lento para reaccionar, tanto a las crecidas como a los descensos del manantial, pero creemos que estas diferencias pueden tener su origen en las estimaciones de los datos de entrada (pluviometría y temperatura) en base a las estaciones que están fuera de la cuenca.

El balance del año según lo simulado es como sigue:

	En Dm ³	En mm
Existencias en depósitos en 1-IX-90	321	11
Recarga	14.059	481
	14.381	492
Salidas:	14.209	487
Caudal turbulento	2.190	75,0
Caudal laminar	12.019	412
Existencias en depósitos en 31-IX-91	166,4	5,7

Los depósitos de agua subterránea han quedado reducidos a la mitad y ello está de acuerdo con la misma proporción entre los caudales de septiembre-90 y agosto-91.

El caudal turbulento ha supuesto durante este año el 15,4 % del caudal total, pero esta proporción es muy variable, así, en algún mes ha ascendido al 37,5 % y durante más de 15 días, a continuación de fuertes aguaceros, ha superado al caudal laminar.

Por lo que se refiere a los almacenes se destaca el diferente comportamiento de ambos: el H de la capa no saturada manifiesta grandes oscilaciones, con un llenado y vaciado bastante rápido. Sus niveles más altos se han registrado a mediados de enero, marzo y abril con valores de 11,7, 2,3 y 14,9 mm, respectivamente. Por el contrario, el G del manto acuífero presenta oscilaciones más suaves, principalmente en los descensos; partiendo de un valor inicial de 10 mm, llegó al 12 de enero con un máximo que ascendió a 88 mm, seguido de unos descensos que cambian a finales de febrero, el 16 de marzo vuelve a alcanzar otro máximo de 87,8 mm. Después de este máximo aún vuelve a tener otro el 16 de abril, fecha a partir de la cual los descensos son continuos para acabar con 5,5 mm a finales de agosto. Las reservas de abril suponían por lo tanto un volumen de agua de 2.067 Dm^3 .

Para los resultados del modelo CREC se han aplicado los siguientes parámetros: $X_1 = 0,08$; $X_2 = 0,4$; $K = 0,96$.

El primero de ellos tiene un valor próximo a $-0,1$ que suele presentarse en acuíferos kársticos, donde el caudal turbulento tiene cierta importancia. El segundo suele expresarse por $1/X_2 = 2,5$ como valor del tiempo medio que tarda el agua en atravesar la capa no saturada. El tercero está en función del coeficiente de agotamiento ya que $K = e^{-\alpha}$; de ello resulta que el coeficiente de agotamiento del manantial es $\alpha = 0,04 \text{ días}^{-1}$.

Conclusiones

Los acuíferos kársticos de las Sierras de Urbión y Neila presentan las mismas características litológicas y geométricas, aunque constituyen dos unidades independientes de funcionamiento hidrogeológico similar.

Las recargas se realizan a partir de la infiltración del agua de lluvia y nieve, y a través de las pérdidas en arroyos, habiéndose contabilizado 27 sumideros importantes, cuyas capacidades máximas de infiltración varían entre 10 y 500 l/s. Los manantiales de Neila (198 l/s) y Sanza (500 l/s) representan la descarga de ambos sistemas. La simulación de los hidrogramas de dichos manantiales mediante un

modelo matemático de precipitación-escurrentía, ha permitido el establecimiento de un balance hidrológico detallado durante 1990-1991. El rango de recarga es del 42-43 % en ambos acuíferos, aunque varía mucho (10-56 %) según las distintas estaciones del año, dependiendo de la temperatura. En el drenaje destaca la aportación de caudal turbulento, aunque la mayor dimensión y longitud del acuífero de Urbión hace que las respuestas de la recarga sean aquí más lentas. La fuente Sanza presenta un régimen pluviométrico muy sensible a la climatología de los macizos montañosos.

Las velocidades de circulación obtenidas mediante trazadores en los acuíferos durante aguas bajas o estiaje son en ambos sistemas bastante parecidas (27-38 m/h). En las proximidades de los manantiales, la velocidad es mucho más elevada (160 m/h). Las curvas de respuesta de los trazadores sugieren el predominio en estiaje de una circulación en régimen laminar y con poca capacidad de dispersión o de mezcla de aguas. Es de destacar la existencia de un importante trasvase subterráneo en el Karst de Urbión de unos $14 \text{ hm}^3/\text{a}$.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue parcialmente financiado mediante el Proyecto de Investigación n.º PS90-0012 de la DGICYT del Ministerio de Educación y Ciencia sobre la recarga natural de acuíferos. Quisiéramos agradecer al Gabinete de Aplicaciones Nucleares del Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo el apoyo por la prestación del material necesario para la realización de pruebas con trazadores. Quisiera finalmente agradecer al revisor de este trabajo, las sugerencias e indicaciones efectuadas que han servido para mejorarlo.

Referencias

- Bezes, C. (1970). Contribution a la modelisation des systems aquifères karstiques; établissement du modèle BEMER. These 3^{ème} cycle. 135 p. USTL. Montpellier.
- Blasco Herguedas, O. y Rolandi Sánchez-Solís, M. (1992). Contribución al conocimiento de la hidrogeología de la Unidad Mansilla-Neila (La Rioja-Burgos-Soria). *III Congreso Geológico de España*, actas, tomo 2, Salamanca, págs. 251-255.
- Degallier, R. (1972). Un modèle de simulation des écoulements superficiels et souterrains: le modèle SIME-RO. Bulletin du BRGM (2^{ème} serie). Section III, págs. 23-42.
- Cormary, Y. et Guilbot, A. (1969). Modèles déterministes du relation pluie-débit sur la Sioula. Note 30/69. Laboratoire d'hydrologie de Montpellier/EDF/LNH. Rapport DGRST n.º 30, 35 pages, 26 planches.
- Fernández García, F. (1989). Gradientes térmicos y pluviométricos de dos sectores de la Ibérica: Demanda, Urbión y Albaracín. *I Encuentro Nacional de Estudios sobre El Moncayo*, Ciencias de la Naturaleza, Turiaso IX, tomo I, Tarazona, págs. 245-260.

- Gdalia, L. (1980). Application d'un modèle mathématique conceptuelle à plusieurs aquifères karstiques de la bordure méditerranéenne française. Académ. de Montpellier.
- Guilbot, A. (1975). Modélisation des écoulements d'un aquifère karstique (liasons pluie-débit). Application aux bassins de Saugras et du Lez. Thèse d'Université, USTL. Montpellier, 110 pág.
- Instituto Geológico y Minero de España (1978). Mapa geológico de España E = 1/50.000. Canales de la Sierra.
- Instituto Geológico y Minero de España (1978). Mapa geológico de España E = 1/50.000. Villoslada de Cameros.
- Instituto Nacional de Meteorología (1975). Comparación entre modelos de escorrentía de nieve fundida. Organización Mundial de Meteorología. Informe n.º 23. Ginebra, 240 págs.
- Kirkham, D. y Feng, C. L. (1949). Some tests of the diffusion theory and laws of capillary flow in soils. *Soil Sci.*, 67, 29-40.
- Kostiakov, A. N. (1932). On the dynamics of the coefficient of water percolation in soils and the necessity of studying it from dynamic point of view for purposes of amelioration. Trans. t.h. Comm. Int. Soc. Soil. Sci. Russian Pt. A-15-21.
- Philip, J. R. (1975). The theory of infiltration: the infiltration equation and its solution. *Soil Sci.*, 83, 39-357.
- Pulido Bosch, A. (1983). Los modelos matemáticos aplicados al estudio de acuíferos kársticos. *III Simposio de Hidrogeología*, Madrid, págs. 13-23.
- Sanz Pérez, E. (1992a). El Karst de la Sierra de Neila (Burgos). *V Simposio de Hidrogeología*, Alicante, págs. 83-96.
- Sanz Pérez, E. (1992b). Las aguas subterráneas en el Parque Natural del Cañón del río Lobos (Soria-Burgos). *Bol. Geol. y Min.*, vol. 103-2, 309-329.
- Sanz Pérez, E. (1996). The Karstic systems of the Urbión and Neila Ridges (Burgos, Spain). *Hydrol. Scien. Jour.*, 41, 1-14.
- Sanz Pérez, E. (1996). Caracterización de la recarga natural en los sistemas kársticos de Brieva de Cameros, Las Viniegras (La Rioja) y Fuente Negra (Burgos). *Geogaceta*, 20, 1261-1263.
- Servat, F. y Dezetter, A. (1993). Rainfall-runoff modelling and water resources assessment in northwestern Ivory Coast. Tentative extension to ungauged catchments. *Jour. Hydrol.*, 148, 231-248.

Recibido el 31 de mayo de 1996.
Aceptado el 3 de septiembre de 1996.